



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO  
CENTRO TECNOLÓGICO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

**MODELAGEM HIDRODINÂMICA E DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS  
DA BAÍA DE VITÓRIA, ES: IMPACTO DO APROFUNDAMENTO DO CANAL  
ESTUARINO DO PORTO DE VITÓRIA**

Kaio Calmon Lacerda

Vitória  
2016

Kaio Calmon Lacerda

**MODELAGEM HIDRODINÂMICA E DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS  
DA BAÍA DE VITÓRIA, ES: IMPACTO DO APROFUNDAMENTO DO  
CANAL ESTUARINO DO PORTO DE VITÓRIA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao  
Programa de Pós-Graduação em  
Engenharia Ambiental da Universidade  
Federal do Espírito Santo.

Área de Concentração: Recursos Hídricos

Orientador: Julio Tomás Aquije  
Chacaltana

Vitória

2016

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)  
(Biblioteca Setorial Tecnológica,  
Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

---

L131m Lacerda, Kaio Calmon, 1990-  
Modelagem hidrodinâmica e do transporte de sedimentos da  
Baía de Vitória, ES : impacto do aprofundamento do canal  
estuarino do Porto de Vitória / Kaio Calmon Lacerda. – 2016.  
137 f. : il.

Orientador: Julio Tomás Aquije Chacaltana.  
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) –  
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Hidrodinâmica. 2. Transporte de sedimentos. 3. Estuários.  
4. Dragagem. 5. Modelagem numérica. 6. Aprofundamento de  
canal de navegação. 7. Vitória, Baía de (ES). I. Chacaltana, Julio  
Tomás Aquije. II. Universidade Federal do Espírito Santo. Centro  
Tecnológico. III. Título.

CDU: 628

---

Kaio Calmon Lacerda

**MODELAGEM HIDRODINÂMICA E DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS  
DA BAÍA DE VITÓRIA, ES: IMPACTO DO APROFUNDAMENTO DO CANAL  
ESTUARINO DO PORTO DE VITÓRIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Ciências em Engenharia Ambiental na Área de Concentração Recursos Hídricos.

Aprovada em 13 de julho de 2016.

**COMISSÃO EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana  
Universidade Federal do Espírito Santo / CT / DEA  
Orientador

---

Prof. Dr. Daniel Rigo  
Universidade Federal do Espírito Santo / CT / DEA  
Examinador Interno

---

Prof. Dr. Eduardo Siegle  
Universidade de São Paulo / Instituto Oceanográfico  
Examinador Externo

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao CNPq pelo financiamento do trabalho.

Ao professor Julio Chacaltana pela amizade e orientação desde a graduação.

Ao professor Daniel Rigo pelas contribuições mediante correções dos trabalhos de graduação e agora de mestrado.

Ao professor Eduardo Siegle pela cordialidade e pelas contribuições dadas ao participar da banca de minha defesa.

A toda minha família pelo apoio e carinho, em especial, a minha irmã Manu, minha mãe Carmem, meu pai Luciano, meu irmão Ricardo, minha vó Marlene Helena, Fran, Maria, Naiara, Pipus (*in memoriam*), Pipa e Lola. Aos amigos de infância e equipe CPP, pela amizade e apoio.

A todos os amigos pesquisadores do Laboratório de Simulação de Escoamento com Superfície Livre (LABESUL), especialmente ao Prof. Dr. Julio T. A. Chacaltana, Franciane E. Curbani, Gregório Luiz G. Teixeira, Leonardo C. de Jesus, Fernando Túlio C. Barreto, Fábio P. Piccoli, que contribuíram para a base essencial ao meu desenvolvimento acadêmico.

*“I cannot direct the wind, but I can adjust my sails.”*

*-Message seen on a church signboard in Harlingen, Texas, by Bob Sheets, then head of the  
National Hurricane Center (NHC/NCEP).*

*Against the tide. Cornelia Dean.*

## RESUMO

O aprofundamento de canais de navegação estuarinos, mesmo que em dois a três metros, pode resultar em impactos diversos nos padrões de elevações, correntes e gradientes de salinidade. Esses impactos possuem o potencial de ocasionar modificações dos padrões de erosão e deposição e de concentração de sedimentos suspensos (CSS) podendo, assim, ocasionar efeitos indesejáveis, como o aumento do risco de inundação e a criação de uma nova e/ou maior demanda de dragagem de manutenção. Um projeto de aprofundamento do canal estuarino de navegação do Porto de Vitória, localizado na Baía de Vitória, teve início em 2012 com o objetivo de alcançar cotas de ~14m, quando o canal principal possuía profundidades entre 10,6 e 13m, para permitir a entrada de navios de maior calado, com previsão de um incremento de mais de 25% da capacidade operacional do porto. Possíveis impactos do aprofundamento do canal do Porto de Vitória são investigados utilizando o modelo numérico hidrodinâmico e de transporte de sedimentos Delft3D, forçado por maré, vento, pressão atmosférica e gradientes termohalinos. O modelo numérico reproduziu satisfatoriamente os dados observados de elevação, velocidade, temperatura, salinidade e CSS na Baía de Vitória. Os resultados obtidos sugerem que o aprofundamento do canal resulta em um maior impacto de forma localizada, induzindo uma redução nas velocidades do escoamento, na CSS e nos valores de erosão e deposição sobre a região aprofundada. Verificou-se uma redução média de 20% na magnitude da velocidade, enquanto para a elevação os resultados sugerem um impacto da ordem de milímetros. Quanto à CSS, houve uma redução dos valores de cerca de 30% (8 mg/L). Os padrões de erosão/deposição foram mais afetados na região entre a desembocadura da Baía de Vitória e o Porto de Vitória, com diferenças de 20 a 60% com o aprofundamento. A redução da tensão de cisalhamento de fundo, sobre a região aprofundada, foi o principal fator responsável pelas reduções obtidas dos valores de CSS e de erosão/deposição, reduzindo os fluxos de sedimento do fundo para a coluna de água e, assim, a CSS e a erosão/deposição. Assim, os resultados sugerem que o aprofundamento do canal do Porto de Vitória pode ocasionar uma redução nas velocidades do escoamento na região aprofundada, com uma consequente redução das taxas de erosão nessa porção da Baía de Vitória.

**Palavras-chave:** modelagem numérica, hidrodinâmica, transporte de sedimentos, Delft3D, dragagem, aprofundamento de canal, concentração de sedimento suspenso.

## ABSTRACT

The deepening of an estuary navigation channel, even if in the order of meters, can result in different impacts on the patterns of water level, currents and salinity gradient. And this commonly results in modifications of erosion and deposition patterns and suspended sediment concentration (SSC). Therefore, it can cause undesirable effects such as greater flood risk and creation of a new and/or larger maintenance dredging requirement. A dredging project of Vitória Port channel, located in Vitória Bay estuary, has been started in 2012 with the goal of reaching ~14 m of depth, when the channel had 10.6 to 13 m depths. And thus allow berthing of large ships. Potential impacts of the deepening of Vitória Port channel are investigated using the hydrodynamic and sediment transport Delft3D model forced by tide, wind, atmospheric pressure and thermohaline gradients. The numerical model successfully reproduced the observed water level, current, temperature, salinity and SSC at the Vitória Bay. The results suggests that the deepening of the channel results in a larger impact in a localized way, leading to the decrease of the flow velocity, CSS and erosion and deposition values, over deepened region. There was a mean reduction of 20% in the velocity magnitude and for water level the results suggest poor impact of millimeters. For SSC the results suggest a reduction of about 30% (8 mg/L). The erosion/deposition patterns were most affected in the region between the Vitória Bay Mouth and Vitória Port, with differences of 20-60% of the results obtained upon deepening. The reduction of the bed shear stress over the deepened region, and thus of the sediment flux from the bed, was the main factor responsible for the decrease obtained in the SSC and erosion/deposition results. Therefore the results suggest that the deepening of Vitória Port channel may decrease flow velocity in the deepened region, with a consequent reduction of erosion rates in this portion of Vitória Bay.

**Keywords:** numerical model, hydrodynamics, sediment transport, Delft3D, dredging, channel deepening, suspended sediment concentration.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Vista plana de um estuário ilustrando as fácies e limites hidrodinâmicos em (a) e uma representação das mudanças de energia ao longo do eixo do estuário, em função da influência de ondas, maré e rio, em (b). Em (c) é ilustrado o balanço sedimentar em uma região costeira estuarina. Modificado de Masselink e Huges (2003).....	20
Figura 2 – Localização da área de estudo. No mapa são indicados os locais das estações de levantamento das séries temporais de elevação e corrente e as de medições de temperatura, salinidade e concentração de sedimento suspenso. Os domínios computacionais utilizados também são indicados.....	32
Figura 3: Situação do canal de acesso ao Porto de vitória anterior ao início do projeto de dragagem (a); situação prevista para o canal de acesso e bacia de evolução do porto após finalização do projeto de dragagem (b); localização da bacia de evolução canal de acesso do porto e da área de Bota Fora do projeto. Fonte: modificado de CODESA (2012).....	34
Figura 4- Coeficiente de arrasto do vento ( $C_d$ ) calculado a partir da formulação de Large e Pond (1980, linha preta) e Smith e Banke (1975, em cinza). ....	43
Figura 5 – Delimitações das grades computacionais aninhadas.....	48
Figura 6 – Grade computacional do domínio SEIV sobreposta à batimetria (a), destaque da região do canal de acesso ao Porto de Vitória (b). ....	50
Figura 7: Batimetria dos canais de acesso ao Porto de Vitória e ao Porto de Tubarão. ....	51
Figura 8 - Batimetria da região de estudo interpolada para a grade numérica do domínio SEIV. ....	52
Figura 9: Medidas de salinidade e composição do bosque de manguezais do delta do rio Santa Maria apresentados por Vale (2006). Rm – <i>Rhizophora mangle</i> ; Lr – <i>Laguncularia racemosa</i> . Fonte: Adaptado de Vale (2006). ....	54
Figura 10: Geometria do sistema de raízes de uma única árvore de <i>Rhizophora</i> , elaborada com base nos levantamento de Horstman <i>et al.</i> (2013). Fonte: Adaptado de Horstman <i>et al.</i> (2013). ....	55
Figura 11 - Localização dos pontos de coleta de dados de qualidade da água da Baía de Vitória (P-01 a P-23). ....	58
Figura 12 - Mapa da mediana da granulometria ( $d_{50}$ ) interpolada para a grade do domínio SEIV, com base nos dados de D’Agostini (2005) e Brant (2012). A área de mangue é representada em verde. ....	69
Figura 13: Coeficiente de rugosidade de Manning calculado em uma estufa de preamar de	

sizígia.....	77
Figura 14 – Região de estudo com os pontos com os pontos referentes aos dados medidos indicados e área aprofundada do canal delimitada. ....	79
Figura 15 – Magnitude da velocidade na terceira ponte, em vermelho (medido) e em azul (modelado, caso 2DH). Na parte superior, em preto, série de elevação modelada. ....	82
Figura 16: Oscilação do nível médio do mar em diferentes locais na região de estudo: Porto de Tubarão (P.T.), Terceira Ponte (T.P.), p7 (Porto de Vitória), Santo Antônio (St.A.), Ilha das Caieiras (I.C.) e Maria Ortiz (M.O.).....	84
Figura 17: Comparação entre as oscilações do nível do mar medido (Medido) e simulado (WL, WWL, W) na região da Terceira Ponte, e do nível médio do mar medido (Medido filtrado) e simulado (W filtrado), extraído do caso W. ....	85
Figura 18: Comparação entre os dados de salinidade medido e modelado para os vinte e três pontos de amostragem na Baía de Vitória. Valores referentes a diferentes instantes entre 9-11 de outubro de 2012. ....	87
Figura 19: Comparação entre os dados de temperatura medido e modelado para os vinte e três pontos de amostragem na Baía de Vitória. Valores referentes a diferentes instantes entre 9-11 de outubro de 2012. ....	87
Figura 20 – Resultados obtidos para o ponto P7. Concentração de sedimento suspenso (CSS), em a); Elevação, em b); tensão de cisalhamento no fundo ( $\tau_b$ ), em c) e magnitude da velocidade em, em d). Em a) os resultados de CSS para o caso M1 (cinza, $M=5 \times 10^{-6}$ ) e M2 (preto, $M=30 \times 10^{-6}$ ) estão presentes. ....	91
Figura 21 - Série temporal de tensão de cisalhamento de fundo, em a), de concentração de material particulado suspenso (MPS), em b) e das componentes da velocidade do escoamento, em c), medidas em um trecho da região de mangue do canal da passagem. Fonte: Adaptado de Godinho (2009). ....	93
Figura 22 – Comparação entre os dados medidos e modelados instantâneos (09-11 de outubro de 2012) para os 23 pontos realizados ao longo da Baía de Vitória. No caso M1 (Mod. M1, $M=5 \times 10^{-6}$ ) e M2 (Mod. M2, $M=30 \times 10^{-6}$ ) são os resultado da simulação utilizando os valores selecionados na calibração ( $\tau_{cr}, e = 0,05$ e $\tau_{cr}, d = 0,01$ ), entre parênteses estão os valores de MAE para cada caso. Valores referentes a diferentes instantes entre 9-11 de outubro de 2012.....	95
Figura 23 - Localização de algumas galerias e canais afluentes à Baía de Vitória. Fonte: Cassini (2011).....	96
Figura 24 – Canal afluente ao Canal da Passagem. Imagens referentes ao dia 06 de março de	

2012.....	97
Figura 25- Diferença entre as batimetrias do experimento Aprofundado e Referência. Os valores positivos indicam o aumento da profundidade do experimento Aprofundado em relação ao Referência.....	100
Figura 26 - Comparação entre as séries de elevação da superfície simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P7. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos. ....	101
Figura 27 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P1. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos. ....	103
Figura 28 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P3. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos. ....	103
Figura 29 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P7. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos. ....	104
Figura 30 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P20. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos. ....	105
Figura 31 – Série de elevação da superfície do experimento Referência, acima, e comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P20, abaixo. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos. ....	105
Figura 32 – As cores representam a diferença entre as magnitudes das velocidades do experimento Aprofundado e Referência em um momento de máxima vazante no período de sizígia (30/09/12 8h UTC). Os vetores representam a corrente do experimento Referência para o mesmo momento. Diferenças em metros por segundo, em cima, e em porcentagem, a baixo. ....	107
Figura 33 – As cores representam a diferença entre as magnitudes das velocidades do experimento Aprofundado e Referência em um momento de máxima enchente no período de quadratura (08/10/12 8h UTC). Os vetores representam a corrente do experimento Referência para o mesmo momento.....	108
Figura 34 – Tensão de cisalhamento do fundo computada a cada 15 min nos pontos P1 (a), P3 (b), P7 (c) e P20(d) para o experimento Aprofundado (eixo x) e Referência (eixo y). Os	

resultados correspondem a todo o período simulado: 17/09 a 15/10 de 2012.....	109
Figura 35 - Concentração de sedimento suspenso, em mg/L, para os pontos P01 – P23, medidas realizadas em superfície (S) e fundo (F). Medidas realizadas nos dias 13/06/2012 (Pré-dragagem), 12/10/2012 (25%) e 25 a 29/06/2013 (75%). Os valores sobre as barras são referentes à série Pré-dragagem.....	111
Figura 36 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P1. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos. ....	112
Figura 37 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P3. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos. ....	113
Figura 38 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P7. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos. ....	113
Figura 39 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P20. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos. ....	114
Figura 40 - Diferença entre as concentrações de sedimento suspenso do experimento Aprofundado e Referência em um momento de máxima vazante (a) e máxima enchente (b) no período de quadratura (08/10/12 16h e 8h UTC, respectivamente). ....	114
Figura 41 - Diferença entre as concentrações de sedimento suspenso do experimento Aprofundado e Referência em um momento vazante (a) e um de enchente (b) no período de sizígia (30/09/12 8h e 4h UTC, respectivamente). ....	115
Figura 42- Erosão, valores negativos, e deposição, valores positivos, computados ao longo de cerca de 28 dias de simulação para os experimentos Referência (acima) e Aprofundado (abaixo).....	117
Figura 43 - Diferença entre os valores de erosão e deposição dos experimentos Aprofundado e Referência em centímetros, acima, e em porcentagem, abaixo.....	118

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Configurações do sistema de grades aninhadas utilizado.....	48
Tabela 2 - Vazão residual (~12,5h de medida) dos tributários da Baía de Vitória. Os valores foram obtidos ao longo de um ciclo de maré de sizígia. ....	56
Tabela 3- Definição das frações sedimento utilizadas no modelo de transporte de sedimentos. O valor de $d_{50}$ considerado no modelo corresponde ao valor médio do intervalo de valores da fração. ....	70
Tabela 4 – Parâmetros utilizados no modelo de transporte de sedimento. Onde, $p$ é porosidade.....	72
Tabela 5- Descarga sólida em suspensão referente aos tributários considerados. Datas dos levantamentos indicadas na Tabela 6. ....	73
Tabela 6- Dados de descarga sólida de leito fornecidos pelo IEMA para os tributários.....	73
Tabela 7- Composição do material de leito nos pontos de medidas das descargas dos tributários.....	74
Tabela 8: Descrição dos experimentos realizados.....	78
Tabela 9: Verificação dos experimentos realizados para avaliar a representação das forçantes atmosféricas e termohalinas. DAV= integrado na vertical; e 50% =meia água, camada 5.....	80
Tabela 10 – Validação do modelo hidrodinâmico com medidas realizadas durante o ano de 2002 .....	88
Tabela 11 - Análise de sensibilidade dos parâmetros de calibração do modelo de transporte de sedimentos do modelo SEIV. A concentração de sedimentos suspensos (CSS) foi analisada para os pontos 1, 3, 7, 12 e 20, nos mesmos instantes em que foram realizadas medidas nos pontos, valores medidos em superfície e fundo nos pontos são apresentados logo abaixo (s f). A sensibilidade foi avaliada em função da máxima diferença entre os resultados obtidos na calibração do parâmetro. O MAE foi calculado com base em todos os 23 pontos. ....	90
Tabela 12- Resultados obtidos para os pontos P1, P3, P7 e P20, a partir da comparação das séries de elevações simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado. ....	101
Tabela 13 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade dos experimentos Referência e Aprofundado, para quatro pontos localizados ao longo da Baía de Vitória. ....	102
Tabela 14 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso dos experimentos Referência e Aprofundado, para quatro pontos localizados ao longo da Baía de Vitória.....	112

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>16</b>
<b>2. OBJETIVOS .....</b>	<b>19</b>
2.1. OBJETIVO GERAL.....	19
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	19
<b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>20</b>
3.1. HIDRODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM REGIÕES ESTUARINAS .....	20
3.2. MODELAGEM NUMÉRICA ESTUARINA .....	21
3.2.1. Modelagem numérica da hidrodinâmica e do transporte de sedimentos.....	21
3.3. IMPACTOS ASSOCIADOS AO APROFUNDAMENTO DE CANAIS ESTUARINOS NA HIDRODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS .....	26
3.3.1. Estudos realizados utilizando a mecânica dos fluidos computacional .....	28
<b>4. METODOLOGIA.....</b>	<b>31</b>
4.1. ÁREA DE ESTUDO .....	31
4.2. MODELAGEM HIDRODINÂMICA .....	34
4.2.1. Modelo Delft3D-FLOW .....	34
4.2.1.1. Modelo físico-matemático do movimento da água .....	35
4.2.1.2. Modelo de turbulência .....	38
4.2.1.3. Modelo de fluxo de calor.....	39
4.2.1.4. Condições de contorno do modelo hidrodinâmico .....	40
4.2.1.4.1. Condições de Contorno na Vertical .....	40
4.2.1.4.2. Condições de contorno fechado e aberto.....	44
4.2.1.4.3. Condições de contorno para equação de transporte de substância.....	45
4.2.1.4.4. Método numérico .....	46
4.2.2. Implementação do modelo hidrodinâmico .....	47
4.2.2.1. Sistema de grades aninhadas .....	47
4.2.2.2. Batimetria e altimetria do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV).....	50
4.2.2.3. Rugosidade de fundo .....	52

4.2.2.4.	Modelo de vegetação .....	53
4.2.2.5.	Condições iniciais e de contorno do domínio SEIV .....	55
4.2.2.6.	Verificação da modelagem hidrodinâmica .....	58
4.3.	MODELAGEM DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS .....	60
4.3.1.	Modelo Delft3D-SED .....	60
4.3.1.1.	Velocidade de queda.....	61
4.3.1.2.	Condições iniciais e de contorno .....	61
4.3.1.3.	Sedimento não coesivo .....	63
4.3.1.4.	Sedimento coesivo .....	65
4.3.1.5.	Atualizações morfológicas .....	67
4.3.2.	Implementação do modelo de transporte de sedimentos .....	68
4.3.2.1.	Distribuição da mediana do diâmetro do sedimento de fundo .....	68
4.3.2.2.	Definição das frações de sedimentos definidas para as simulações .....	69
4.3.2.3.	Definição dos parâmetros do modelo de transporte de sedimento para a região de estudo .....	70
4.3.2.4.	Condições iniciais e de contorno do domínio SEIV .....	72
4.3.3.	Verificação do modelo de transporte de sedimentos .....	74
4.3.4.	Experimento de sensibilidade da hidrodinâmica e transporte de sedimentos ao aprofundamento do canal estuarino .....	74
<b>5.</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>75</b>
5.1.	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE E CALIBRAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO .....	75
5.1.1.	Rugosidade de fundo .....	77
5.1.2.	Forçantes atmosféricas e termohalinas .....	78
5.1.2.1.	Verificação dos resultados obtidos com os dados de campo.....	80
5.1.2.2.	Avaliação da sensibilidade às forçantes consideradas.....	83
5.1.3.	Validação das elevações e correntes simuladas.....	88
5.2.	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE E CALIBRAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	89
5.3.	ESTUDO DO IMPACTO DO APROFUNDAMENTO DO CANAL ESTUARINO	
	98	
5.3.1.	Hidrodinâmica .....	100

5.3.2. Transporte de sedimentos .....	110
5.3.2.1. Monitoramento da CSS na Baía de Vitória .....	110
5.3.2.2. Experimentos simulados Referência e Aprofundado .....	112
<b>6. CONCLUSÕES.....</b>	<b>121</b>
<b>7. REFERÊNCIAS .....</b>	<b>124</b>



## 1. INTRODUÇÃO

Muitos estuários ao redor do mundo vêm sendo modificados ao longo das últimas décadas a séculos por meio de aterros e obras de dragagem que viabilizem o acesso de navios cada vez maiores às hidroviás costeiras, estuarinas e fluviais.

O transporte hidroviário compreende um dos múltiplos usos das águas costeiras e interiores, e caracteriza-se como um modal de grande potencial no desenvolvimento sustentado do Brasil, mediante um provável colapso dos transportes rodoviários de longas distâncias e dado seu baixo custo de investimentos (MMA, 2006). Como as obras de dragagem e derrocagem em corpos d'água estão entre as principais obras hidroviárias e portuárias, sendo inclusive sujeitas ao licenciamento ambiental, avanços nas metodologias de investigação dos impactos associados a estas intervenções são de especial interesse para a gestão de águas interiores e costeiras.

Em ambientes estuarinos, essas intervenções incluem o aprofundamento de canal, estreitamento e aterros de planícies de maré, frequentemente responsáveis por uma combinação de amplificação da maré, intensificação da circulação estuarina e aumento da dominância de enchente da assimetria de maré (WINTERWERP *et al.*, 2013; WINTERWERP; WANG, 2013; VAN MAREN *et al.*, 2015). Todos esses mecanismos levam a modificações do transporte residual no estuário. O transporte de sedimentos varia de forma não linear com a velocidade do escoamento e alterações na dinâmica estuarina podem resultar em um aumento do transporte para o interior ou para fora do estuário, tanto do sedimento quanto de outros constituintes relevantes à qualidade da água.

A importância de cada mecanismo e os efeitos decorrentes do aprofundamento de um canal estuarino depende das características de cada local, variando em função do regime de maré, descarga fluvial e tipo de sedimento (VAN MAREN *et al.*, 2015).

O aprofundamento de canais estuarinos de navegação, em projetos de dragagem, mesmo que em alguns metros (~2-3 m), pode resultar em impactos diversos nos padrões de elevações, correntes e gradientes de salinidade. Dentre esses possíveis impactos e suas consequências Kendrick (1993) destaca: i) Aumento da entrada da maré, resultando em maiores preamares a montante do estuário/rio, elevando os riscos de inundação; ii) aumento da entrada da maré, resultando na intensificação das baixa-mares e aprofundamento do canal devido à erosão do fundo; iii) intensificação das correntes de enchente e vazante, resultando em maiores

concentrações de sedimentos suspensos (CSS); iv) intensificação da entrada de água salgada, resultando na realocação das zonas preferenciais de deposição existentes; e v) criação de uma nova e/ou maior demanda de dragagem de manutenção.

A dimensão que cada uma das consequências citadas pode ter, em uma dada situação e ambiente, depende fortemente da existência de um estado de equilíbrio do estuário e da disponibilidade de sedimentos transportáveis (KENDRICK, 1993).

O Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV), ES, conta com dois portos de grande relevância econômica tanto em esfera local e regional quanto nacional. O Porto de Tubarão, um porto moderno, localizado em uma zona costeira identificada como Ponta de Tubarão e o Porto de Vitória, um porto-cidade ou porto clássico, localizado no interior da Baía de Vitória, estuário que tem como principal afluente o Rio Santa Maria da Vitória.

Um projeto de dragagem de aprofundamento e derrocagem do canal de acesso, bacia de evolução e berços de atracação do Porto de Vitória (Vitória - ES) teve início em 2012, com o objetivo de alcançar a cota de 14m, sendo que, o canal possuía profundidades de cerca de 11m e, devido ao assoreamento por lama e detritos, encontrava-se com profundidade de cerca de 9 m próximo a alguns berços (CODESA, 2014, PORTO DE VITÓRIA, 2011). Além disso, projetos para o alcance de cotas superiores já são estudados pela Companhia Docas do Espírito Santo – CODESA (DIAS, 2016).

A avaliação quantitativa de mudanças na hidrossedimentologia de um estuário ocasionadas por intervenções antrópicas é considerada um grande desafio, dada a escassez de séries longas de dados medidos, a ampla gama de impactos humanos e a não linearidade dos processos de transporte de sedimentos (VAN MAREN *et al.*, 2015). A modelagem numérica é uma metodologia de grande potencial para estudos desse caráter, uma vez que a implementação de um modelo numérico é uma forma de validar as hipóteses que são levantadas acerca dos potenciais impactos decorrentes dessas intervenções (WINTERWERP *et al.*, 2013).

Diversos estudos vêm sendo realizados acerca de possíveis impactos de mudanças naturais ou intervenções antrópicas em sistemas costeiros, como o aumento relativo do nível do mar (DISSANAYAKE, 2011; DISSANAYAKE *et al.*, 2012), aterros (XIE *et al.*, 2009) e dragagens (VAN MAREN *et al.*, 2015; KUANG *et al.*, 2014; SOUZA *et al.*, 2004), em que a modelagem numérica se destaca como um método chave.

O conhecimento acerca do comportamento hidrossedimentológico do SEIV e dos impactos provenientes de mudanças naturais ou intervenções antrópicas que ocorrem no sistema é de grande importância para gestores, empreendedores e comunidade local. Esses impactos possuem potencial de ocasionar modificações na hidrodinâmica e transporte de sedimento, comumente responsáveis por alterações, positivas ou negativas, nos padrões de qualidade de água, erosão, assoreamento, capacidade de navegação e inundação costeira.

O presente trabalho tem como objetivo estudar, por meio da mecânica dos fluidos computacional, os possíveis impactos do aprofundamento do canal de acesso ao Porto de Vitória na hidrodinâmica e no transporte sedimentar da Baía de Vitória. Para isso, um modelo numérico hidrodinâmico e de transporte de sedimentos é implantado na região de estudo. Os modelos são calibrados com base em dados medidos e, em seguida, são utilizados para quantificar e analisar o efeito do aprofundamento do canal.

## 2. OBJETIVOS

A hidrodinâmica estuarina pode ser identificada como a evolução espaço-temporal do escoamento e da altura da coluna de água, os quais comumente apresentam uma forte correlação, com correntes no sentido da costa com a subida do nível da água e contrárias à costa com a descida do nível da água. O escoamento sobre o fundo induz uma tensão cisalhante de relevância para a erosão e deposição sedimentar, enquanto a advecção e dispersão, relacionadas à hidrodinâmica, são responsáveis pelo transporte sedimentar.

Dentre as principais forçantes que atuam em um sistema costeiro tem-se a maré, a circulação induzida por vento, por gradiente de densidade, as ondas e processos de drenagem (LE HIR *et al.*, 2000). As contribuições relativas dessas forçantes determinam a hidrodinâmica e o transporte sedimentar em ambientes costeiros como estuários, bem como suas variabilidades temporais. Porém, intervenções antrópicas como o aprofundamento de um canal estuarino podem induzir modificações em padrões hidrossedimentológicos que irão variar de local para local, muito em função das características das forçantes que atuam no sistema.

### 2.1. OBJETIVO GERAL

Sendo assim, é realizado um estudo computacional da hidrodinâmica e transporte de sedimentos na Baía de Vitória com o objetivo geral de contribuir para a compreensão dos impactos do aprofundamento do canal de acesso ao Porto de Vitória.

### 2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para isso, os objetivos específicos do trabalho são:

- Avaliar a sensibilidade do modelo hidrodinâmico à representação das diferentes forçantes que atuam no sistema;
- Avaliar a capacidade de se representar numericamente o transporte de sedimentos na Baía de Vitória, a partir da calibração de parâmetros do modelo com base em dados secundários de medidas de sedimento suspenso;
- Analisar os potenciais impactos de um aprofundamento do canal estuarino na hidrodinâmica e no transporte de sedimentos da Baía de Vitória.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1. HIDRODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM REGIÕES ESTUARINAS

Estuários podem ser definidos como a porção marinha de um sistema de vales afogados que recebem sedimento tanto de origem fluvial quanto marinha, e que contém fácies sedimentares influenciadas por maré, ondas e processos fluviais (DALRYMPLE *et al.*, 1992). Nessas regiões os gradientes de densidade ocasionados pelas diferentes forçantes são um elemento chave da hidrodinâmica. Alguns dos processos atuantes na região estuarina e características sedimentares, associadas aos processos, são representadas na Figura 1.

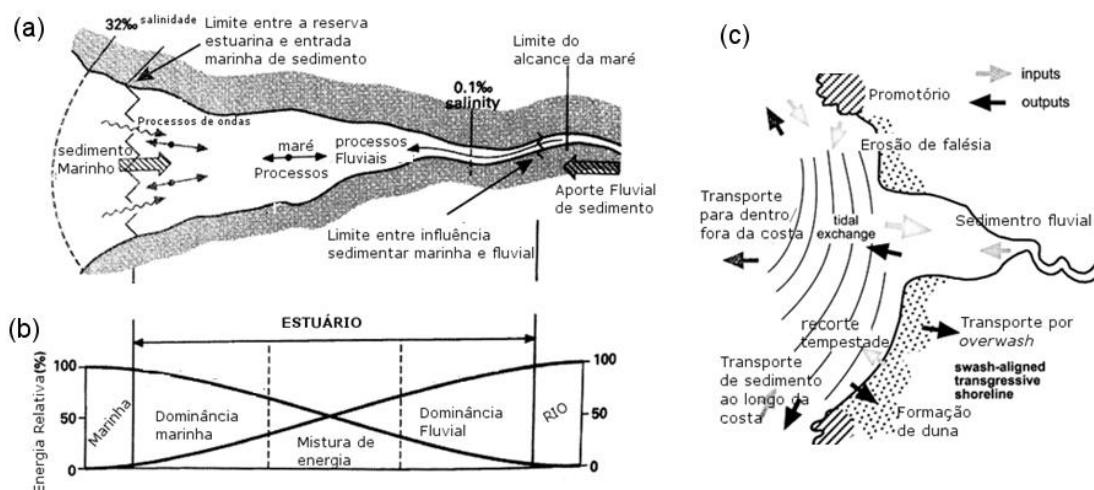


Figura 1 - Vista plana de um estuário ilustrando as fácies e limites hidrodinâmicos em (a) e uma representação das mudanças de energia ao longo do eixo do estuário, em função da influência de ondas, maré e rio, em (b). Em (c) é ilustrado o balanço sedimentar em uma região costeira estuarina. Modificado de Masselink e Huges (2003).

Os estuários são parte de um sistema costeiro que possui componentes que interagem através de trocas de energia e massas (COWELL; THOM, 1994), como esquematizado na Figura 1. Este sistema se conecta com os ambientes adjacentes e são controlados pelas condições ambientais (sedimento, geologia e forças externas) que atuam ao longo de seu contorno.

Os processos que modulam os estuários podem ser vistos como tudo que gera ou afeta o transporte de sedimentos. Os mais importantes são os processos hidrodinâmicos, resultantes da ação de ondas, ventos, maré e correntes, e os aerodinâmicos, que são função do vento.

A interação entre o escoamento local e um fundo móvel induz uma tensão de cisalhamento

que, dependendo das características físicas do material de fundo, pode resultar na ressuspensão e subsequente transporte de sedimento e/ou em um transporte por arrasto.

Os padrões de erosão e deposição, que são resultantes do transporte de sedimentos, podem ser avaliados com base no balanço sedimentar, como esquematizado na Figura 1c para uma região estuarina (MASSELINK; HUGES, 2003).

A hidrodinâmica e processos de transporte em estuários são objetos complexos de estudo, principalmente devido à presença de linha de costa irregular, estreitamentos, vegetação, ilhas, baixios, canais e estruturas artificiais, além da mistura de água doce e salina e da interação de diferentes forçantes que agem sobre o escoamento, como: descargas fluviais, maré, vento, ondas e correntes oceânicas (HU *et al.*, 2009). Porém, o entendimento da hidrodinâmica e transporte sedimentar de um estuário é importante na elaboração de projetos de estruturas costeiras, conservação ambiental e avaliação e mitigação de desastres naturais.

Dentre os métodos utilizados para esse tipo de estudo, como simulações em laboratórios com modelos físicos, medidas em campo por meio de instrumentos e modelagem numérica, este último vem sendo largamente utilizado na engenharia a partir de simulações computacionais dos processos costeiros (BIRD, 2009). A modelagem tem como vantagem a capacidade de permitir avaliar como as características locais podem ser modificadas com a introdução de estruturas ou alterações realizadas na morfologia local, frequentemente apresentando uma elevada concordância com os dados medidos (BIRD, 2009).

### 3.2. MODELAGEM NUMÉRICA ESTUARINA

#### 3.2.1. Modelagem numérica da hidrodinâmica e do transporte de sedimentos

Diversos modelos numéricos foram desenvolvidos nas últimas décadas capazes de simular as correntes, ondas e o transporte de constituintes conservativos e não conservativos em áreas estuarinas. Dentre tantos modelos relevantes, destacam-se: o modelo POM (BLUMBERG; MELLOR, 1987) e FVCOM (CHEN *et al.*, 2003) para circulação estuarina, ECOMSED (BLUMBERG, 2002) para transporte de sedimento, SWAN (BOOJI *et al.*, 1996) para propagação de ondas em águas rasas, e alguns sistemas de modelos como o ROMS (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005), MIKE 3 desenvolvido pelo DHI *Water and Enviroment*, MOHID, desenvolvido pelo IST no MARETEC e o Delft3D desenvolvido pela

*WL/Delft Hydraulics* em colaboração com a *Delft University of Technology*.

Baptistelli (2008) fez uma análise crítica da utilização da modelagem matemática na dispersão de efluentes no Sistema Estuarino de Santos – São Vicente utilizando três modelos distintos para a simulação da hidrodinâmica local. Ao comparar os resultados de simulações hidrodinâmicas realizadas por meio do MIKE 21, POM e Delft3D foram encontrados melhores resultados a partir do modelo Delft3D, com um coeficiente de correlação de 0,8, enquanto para os demais modelos foi obtido um valor de 0,63 e 0,7, respectivamente. Os resultados de Baptistelli (2008) indicam o modelo Delft3D como uma boa opção para a modelagem hidrodinâmica de ambientes estuarinos, o qual ainda apresenta a vantagem de possuir diversos módulos disponíveis para utilização conjunta, como de transporte de sedimentos e qualidade da água.

Ribas (2004) avaliou a sensibilidade dos resultados simulados a partir do modelo Delft3D, para a Baía de Antonina e Baía de Paranaguá (PR), quanto à condição de contorno de maré, intervalo de tempo de discretização (passo de tempo), rugosidade de fundo, viscosidade da água, padrões de vento e descargas de rio. Após as análises de sensibilidade o modelo foi calibrado e validado. Ainda com o intuito de avaliar a importância da circulação tridimensional (3D) para a hidrodinâmica local, a autora realizou uma simulação 3D e outra com apenas uma camada na vertical ou integrada na vertical (2DH). Após comparar diversos valores, a autora observou que para o valor de Chézy de  $45 \text{ m}^{0,5} \text{ s}^{-1}$  não ocorreu instabilidades no contorno aberto e os menores níveis residuais foram observados, com RMSE de elevação de 0,17 m para uma amplitude de maré de ~1 m. O modelo se mostrou sensível também à resolução da grade e em menor intensidade à discretização vertical, os quais influenciaram os níveis e a magnitude das correntes.

Assim como realizado por Ribas (2004), Garcia e Gonçalves (2011) realizaram análises de sensibilidade do modelo Delft3D para estabelecer as configurações do modelo hidrodinâmico que apresentassem os melhores resultados quando comparados com os dados medidos. Após as análises de sensibilidade, os autores utilizaram o módulo de transporte de sedimento para estudar os padrões de erosão e deposição no reservatório de Itaipu – PR. Nesse módulo, os autores utilizaram a formulação de van Rijn (1993) para sedimento não-coesivo e de Partheniades-Krone (PARTHENIADES, 1965) para sedimento coesivo. A partir dos resultados obtidos foi observado que não houve erosão/deposição além dos 45 km iniciais do reservatório, indicando estes primeiros 45 km do reservatório como o que demanda maior

atenção na implementação de programas de monitoramento de alterações batimétricas no reservatório.

Tobón (2002) propõe uma calibração do modelo hidrodinâmico Delft3D com base na avaliação da sensibilidade dos resultados de níveis de água e velocidades, em relação à resolução espacial da grade, passo de tempo, representação 3D ou 2DH do domínio, condições de contorno, batimetria, rugosidade do fundo, viscosidade turbulenta e vento local.

Com o objetivo de investigar qualitativamente a resposta morfodinâmica do canal de Ameland (Reino dos Países Baixos), em uma baía dominada por planícies de maré, em cenários futuros de Subida Relativa do Nível do Mar (SRNM), Dissanayake (2011) utilizou o modelo numérico Delft3D para simulações hidrodinâmicas e morfológicas. Dissanayake (2011) considerou como forçantes nos contornos abertos dados de maré e onda, e considerou projeções de três cenários de SRNM do IPCC (sem SRNM, pequeno SRNM e grande SRNM). Após avaliar os diferentes cenários, Dissanayake (2011) utilizou o modelo para investigar a eficiência de diferentes abordagens a serem adotadas em possíveis aterros para mitigar as demandas de sedimento induzidas pela SRNM, o que permitiu indicar uma delas como a mais adequada para o caso.

Para as simulações de transporte de sedimento, uma das abordagens para avaliar a melhor configuração do modelo para a região de estudo está relacionada às formulações utilizadas para calcular a velocidade de queda da partícula, erosão e deposição dos sedimentos no fundo, como realizado por Dissanayake (2011). O modelo Delft3D dispõe de diferentes formulações para o transporte de sedimentos não coesivos, como van Rijn (1993), Eugelund-Hansen (1967) e Meyer-Peter-Muller (1948), e a formulação de Partheniades-Krone para sedimento coesivo (DELTARES, 2013). Com o intuito de avaliar os resultados do modelo de transporte de sedimentos não coesivos, obtidos com diferentes formulações, Dissanayake (2011) realizou simulações utilizando duas formulações: a de van Rijn (VR, 1993), a partir da qual o transporte total de sedimentos foi estimado a partir da soma das cargas de fundo e suspensa; e a de Engelund e Hansen (EH, 1967), em que o transporte total de sedimentos é estimado como em função da velocidade do escoamento. Em uma análise de caráter qualitativa, Dissanayake (2011) avaliou a sensibilidade da evolução do leito para cada formulação, e a formulação de van Rijn (1993) resultou em um delta de enchente mais proeminente e difuso, e com canais mais largos e profundos, em relação ao obtido pela formulação de Engelund e Hansen (1967), sendo que apenas nos resultados obtido por VR a orientação do principal



canal de enchente foi bem representada. A principal diferença entre os resultados ocorreu em função das diferenças na taxa de transporte de sedimento, a qual foi estimada por VR como cerca de três vezes maior que EH, o que é condizente com experimentos de laboratório que mostraram que a formulação de VR fornece aproximadamente o dobro da taxa de transporte de sedimento que a formulação de EH (SOULSBY, 1997).

Estudos numéricos de evolução morfológica são frequentemente realizados com sucesso a partir de modelos de sedimentos não coesivos, em regiões dominadas por esse tipo de sedimento (e.g. DISSANAYAKE, 2011; LESSER *et al.*, 2004). O que não é tão comum em regiões dominadas por sedimentos coesivos. Isso é um reflexo da dificuldade de se representar de forma genérica os parâmetros utilizados nos modelos de sedimento coesivo, como as taxas de erosão, velocidade de queda da partícula e tensão crítica de erosão e deposição, como discutido em van Rijn (1993).

Porém, estudos realizados em regiões em que já há certo conhecimento e informações provenientes de pesquisas e trabalhos científicos a respeito da dinâmica dos sedimentos locais, estudos de modelagem do transporte de sedimentos coesivos e da evolução morfológica vêm sendo realizados com relativo sucesso (e.g. XIE *et al.*, 2009; KUANG *et al.* 2013; MAREN *et al.*, 2015).

Xie *et al.* (2009) estudou a dinâmica morfológica associada à formação dos canais de maré do estuário da baía de Hangzhou, na China. O autor utilizou um modelo de transporte de sedimentos coesivos para avaliar os processos e mecanismos físicos associados à formação e evolução dos canais de maré. Os resultados permitiram ao autor identificar uma dominância de enchente local e as características hidrodinâmicas locais que estão associadas ao padrão identificado, incluindo a interação do escoamento com ilhas e com outros canais de maré.

Xie *et al.* (2009) estudaram também o efeito do aumento do volume da planície de maré na circulação e transporte de sedimento, o que foi realizado a partir da consideração de um aterro hipotético, ocasionado um estreitamento local do canal. Foi observado um aumento local na velocidade das correntes de maré e, conseqüentemente, da erosão. A alteração hidrodinâmica ocasionada influenciou os padrões de erosão/deposição de locais adjacentes, com aumento da área de alguns canais e aumento médio da profundidade em até 0,5 m em um dos canais. Os autores consideraram o impacto de aterros realizados no desenvolvimento dos canais como significativos e favoráveis ao desenvolvimento dos canais de maré estudados.

Xie *et al.* (2009) ressaltam que entre os próximos passos para melhorar os estudos realizados está a consideração de processos como sizígia e quadratura, variações espaciais de sedimento, interação entre areia e lama e diferentes camadas de sedimento no leito.

Kuang *et al.* (2013) estudaram a evolução morfológica a médio prazo (20 anos) no estuário de Yangtzé, China. A dinâmica estuarina local foi intensamente alterada após o início das construções do projeto da represa da Hidrelétrica das Três Gargantas, com drástica redução do aporte fluvial hidrológico e sedimentar. Foram realizadas modelagens bidimensionais (2D) e tridimensionais (3D) do escoamento induzido por maré, do transporte de sedimento coesivos e das alterações morfológicas do fundo, este último apenas no módulo 3D. Alterações morfológicas da região foram avaliadas com base em diferentes cenários de descarga fluvial e sedimentar do rio. De maneira geral, os autores observaram que com o aumento do aporte sedimentar as taxas de erosão irão reduzir e de deposição aumentar, e que, portanto, uma redução do aporte sedimentar resulta na recessão do sistema, com erosões nos canais e planícies de maré.

Os resultados do modelo 3D foram validados a partir do coeficiente de Nash-Sutcliffe. Os resultados de elevação, magnitude e direção da velocidade do escoamento foram classificados como excelentes ( $E > 0,65$ ) apresentando valores de 0.88–0.99, 0.73–0.97 e 0.72–0.98, respectivamente, e de sedimento suspenso como bom ( $0,2 < E < 0,5$ ), com valores entre 0,21–0,45 para concentração de material suspenso, com padrões similares nas distribuições verticais do modelado e medido. Os autores sugerem que para obtenção de melhores resultados sejam considerados os efeitos da salinidade, do vento e de ondas no modelo hidrodinâmico; e a simulação de sedimento coesivo e não coesivo de maneira conjunta, para uma melhor representatividade do transporte de sedimento e variações morfológicas.

Hu *et al.* (2009) utilizaram o modelo Delft3D para realizar simulações 2D e 3D da hidrodinâmica e transporte de sedimento do estuário de Yangtzé e baía de Hangzhou, com o objetivo de estudar a evolução morfológica de um banco de lama no estuário de Yangtzé. Além disso, os autores estudaram o efeito local da ocorrência de uma tempestade tropical (*storm surge*) teórica.

Os autores destacam a importância de se considerar o efeito do campo de vento em uma escala sinótica a partir do aninhamento de modelos locais e regionais na simulação da hidrodinâmica local, especialmente para a simulação do impacto de tempestades tropicais.

Nas simulações os autores consideraram variações na composição sedimentar na área de estudo a partir de frações diferentes de sedimento coesivo e não coesivo, e destacam a importância deste tipo de abordagem na simulação da evolução morfológica do estuário.

Para considerar a variabilidade espacial de parâmetros utilizados no modelo hidrodinâmico e de transporte de sedimento os autores se basearam na variação espacial da mediana da granulometria ( $d_{50}$ ) do sedimento de fundo. Assim, são consideradas variações espaciais das velocidades de deposição do sedimento coesivo e do coeficiente de Manning, utilizado no cálculo da tensão de cisalhamento no fundo.

Os autores consideraram dados de vento de reanálise do NCEP/NCAR nas simulações, e dados de onda foram desconsiderados para as validações do modelo, devido à pequena influência na hidrodinâmica local em condições normais de tempo. A partir da validação do modelo 2DH, foram obtidos erros de amplitude inferiores a 10% e de fase menores que 10°. A partir da validação dos resultados 3D, os autores relatam elevada consistência das variações espaciais horizontais e verticais com os dados medidos, tanto para as velocidades e elevações quanto para a salinidade.

Quanto aos resultados de concentração de sedimentos, Hu *et al.* (2009) ressaltam a dificuldade de se simular os processos sedimentares de maneira exata. Os autores relatam melhores resultados a partir das simulações 3D, com elevada concordância dos padrões espaciais e de ordem de magnitude da concentração de sedimento suspenso, enquanto os resultados do 2DH apresentaram uma tendência de subestimação nas regiões de maiores concentrações medidas.

Diversos estudos vêm sendo realizados acerca de possíveis impactos de mudanças naturais ou intervenções antrópicas em sistemas costeiros, como o aumento relativo do nível do mar (DISSANAYAKE, 2011; DISSANAYAKE *et al.*, 2012), aterros (XIE *et al.*, 2009) e dragagens (KUANG *et al.*, 2014; SOUZA *et al.*, 2004). Devido ao potencial preditivo dos modelos numéricos e à coerência dos resultados de hidrodinâmica e transporte de sedimentos com dados medidos, a modelagem vem sendo largamente utilizada para estudos desse caráter.

### 3.3. IMPACTOS ASSOCIADOS AO APROFUNDAMENTO DE CANAIS ESTUARINOS NA HIDRODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Cientistas e engenheiros são frequentemente procurados para resolverem problemas decorrentes de alterações de sistemas costeiros. Dentre os principais causadores desses

problemas, estão as alterações antropogênicas, como dragagens ou modificações da linha de costa em função de construções portuárias que influenciam a topografia diretamente e também afetam as forçantes hidrodinâmicas. Ambas determinam a dinâmica da coluna de água, que está associada com a dinâmica do fundo por meio da interação do escoamento com o fundo. Entender a interação do escoamento com o fundo e a maneira como isso modula a resposta do fundo à dinâmica da coluna de água constitui o centro do problema na investigação do transporte de sedimentos, em especial dos sedimentos coesivos (MEHTA, 1993).

Segundo van Rijn (1993), a deposição de sedimento em canais ocorre em diversas escalas, variando de acordo com o processo avaliado. A deposição ocorre em função de processos geológicos (escala de tempo de séculos), deslocamento de baixios e bancos (escala de tempo de décadas) e redução da capacidade local de transporte (efeito de curto prazo).

O fator de maior importância no processo de deposição em canais é o padrão local de correntes (VAN RIJN, 1993). E a influência de um canal no padrão local de correntes é determinada pela dimensão do canal (comprimento, largura, profundidade), pelo ângulo entre o eixo principal do canal e da corrente predominante, pela intensidade da corrente e pela batimetria local. Quando o canal é paralelo às correntes locais, a velocidade sobre o canal tende a aumentar consideravelmente devido à redução da fricção de fundo, enquanto a elevação pode se manter aproximadamente constante (VAN RIJN, 1993).

O aprofundamento de canais estuarinos, em função de seu uso para navegação, mesmo que em alguns metros (*e.g.*, 2 a 3 m), pode resultar em impactos diversos nos padrões de elevações, correntes e gradientes de salinidade. Kendrick (1993) discute alguns casos de projetos de dragagem realizados em estuários americanos, europeus e asiáticos, e, dentre as principais consequências que podem ocorrer associadas ao aprofundamento dos canais estuarinos, o autor destaca cinco:

- i) Aumento da entrada da maré, resultando em maiores preamares a montante do estuário/rio, elevando os riscos de inundação;
- ii) Aumento da entrada da maré, resultando na intensificação das baixa-mares e aprofundamento do canal devido à erosão do fundo;
- iii) Intensificação das correntes de enchente e vazante, resultando em maiores concentrações de sedimentos suspensos no escoamento;
- iv) Aumento na entrada de água salgada, resultando na realocação das zonas preferenciais de deposição existentes;

- v) Criação de uma nova e/ou maior demanda de dragagem de manutenção.

A dimensão que cada uma das consequências citadas pode ter, em uma dada situação e ambiente, depende fortemente da existência de um estado de equilíbrio do estuário e da disponibilidade de sedimentos transportáveis (KENDRICK, 1993).

Um sistema estuarino tende a atingir um estado de estabilidade dinâmica para um conjunto específico de condições hidráulicas. Isso não significa que o movimento de sedimento irá cessar quando esse estado for alcançado, mas que durante um longo período (décadas a anos), as flutuações da altura do fundo normalmente variam dentro de certo limite, e há uma profundidade média a qual uma região particular do estuário tende a alcançar. Se as condições hidráulicas são significativamente alteradas, o sistema tende a assumir o novo estado de estabilidade dinâmica, que é ditado pelas novas condições, e a taxa de resposta depende da disponibilidade de sedimentos de origem fluvial ou marinha (KENDRICK, 1993).

Devido à complexidade dos problemas relacionados à dragagem, Clark (1977, *apud* PATCHINEELAM *et al.*, 2008) as considera como um dos maiores riscos isolados ao ecossistema costeiro. Segundo Patchineelam *et al.* (2008), os maiores impactos negativos estão relacionados à dispersão e deposição de sedimentos ressuspensos, mudanças na morfologia do fundo marinho, alteração nos fluxos de água subterrânea e perda de hábitat de fundo, que é hábitat de moluscos e pescados, que são fontes de alimento para peixes e outros animais.

A avaliação quantitativa de mudanças na hidrossedimentologia de um estuário ocasionadas por intervenções antrópicas é considerada um grande desafio, dada a escassez de séries longas de dados medidos, a ampla gama de impactos humanos e a não linearidade dos processos de transporte de sedimentos (VAN MAREN *et al.*, 2015) e a modelagem numérica se destaca como um método chave nesses estudos.

### **3.3.1. Estudos realizados utilizando a mecânica dos fluidos computacional**

Souza *et al.* (2004) utilizaram um modelo numérico hidrodinâmico bidimensional, considerando como forçante apenas a maré para analisar uma proposta de dragagem na região do Complexo Estuarino-Lagunar Mundaú/Manguaba (CELMM), em Alagoas. O objetivo principal da obra seria possibilitar uma maior troca, ou renovação, das águas da região lagunar, com o intuito de promover uma certa limpeza do estuário, a partir de uma maior

retirada de poluentes das águas interiores.

Os autores esperavam que o aprofundamento dos canais facilitasse a penetração das marés no estuário, resultando em uma maior renovação das águas a cada ciclo de maré, com a troca da água interior poluída por água oceânica com maior salinidade e melhor qualidade, além de propiciar uma maior navegabilidade local. Neste sentido alguns estudos do impacto do aprofundamento de canais na qualidade do sedimento (BORMA, 1998; ALMEIDA, 1999 *apud* SOUZA *et al.*, 2004) e na hidrodinâmica (SANTOS, 1998; BARBOSA, 2001, SCHETTINI, 2001 *apud* SOUZA *et al.*, 2004) já foram realizados. Diferentes respostas na hidrodinâmica são observadas em função de diferenças nas configurações geométricas e de graus de mistura de água doce e salgada que ocorrem nos estuários.

Para avaliar o efeito de dragagem de aprofundamento na hidrodinâmica do CELMM, Souza *et al.* (2004) realizaram simulações de dois cenários, um com a batimetria original e outro com as alterações a serem realizadas. Os resultados indicaram que a dragagem ocasionaria um aumento do prisma de maré e consequente aumento na renovação das águas do sistema a cada ciclo de maré, com aumento de até 41% da máxima velocidade observada, além do aumento da amplitude máxima, de 8,4 cm para 17,7 cm (~110%), grande parte em função da menor dissipação de energia da maré por atrito de fundo na região dragada.

Kuang *et al.* (2014) estudaram, a partir de simulações numéricas e de dados medidos, o assoreamento da parte norte de um canal de acesso ao estuário de Yangtzé (China). O problema surgiu após a construção de um canal de navegação de águas profundas, quando o canal foi aprofundado de ~6m para 12,5m em 2010. Com base nas simulações realizadas, Kuang *et al.* (2014) identificaram a influência de diferentes canais presentes no estuário no problema investigado. O desvio do escoamento, durante a vazante, para o canal norte reduziu 15% após as intervenções, o que passou a escoar pelo canal sul, padrão também favorecido pela força de Coriolis. Isso refletiu diretamente no transporte sedimentar, que aumentou em 20% no canal sul. Com a redução da vazão e transporte de sedimento no canal norte, houve um aumento da deposição de sedimentos a montante do canal.

O efeito do aprofundamento do canal estuarino do estuário Ems (Holanda), e das obras portuárias realizadas no estuário, nos níveis de CSS foram investigados por van Maren *et al.* (2015) a partir de um modelo numérico hidrodinâmico e de transporte de sedimentos. Nas simulações realizadas, os autores consideraram como forçantes a maré astronômica, ondas de

gravidade e gradientes de salinidade. O modelo de transporte de sedimentos utilizados pelos autores considerou tanto sedimentos coesivos como não coesivos. A partir da validação realizada, os autores demonstram que o modelo reproduziu de maneira satisfatória a elevação, velocidade e CSS no estuário. Nos resultados desses autores as maiores diferenças da CSS modelada em relação aos dados medidos foram relacionadas com a ocorrência local de lama fluida, a qual não é representada no modelo.

Van Maren *et al.*(2015) indicam que a abordagem metodológica utilizada na representação das diferentes classes de sedimentos coesivos e não coesivos na camada computacional de fundo foi um diferencial para os resultados satisfatórios de CSS.

Os autores realizaram o estudo a partir da simulação de diferentes cenários considerando batimetrias e os contornos do estuário prévios e posteriores às intervenções avaliadas. Os resultados obtidos sugerem que as estratégias de extração do sedimento nos portos possuem grande impacto na CSS do estuário e que as dragagens de manutenção e os descartes do material dragado influenciam a distribuição espacial das CSS, porém, possuem efeito limitado nos níveis médios de CSS do estuário.

Os resultados de van Maren *et al.*(2015) indicaram que o aprofundamento do canal foi o principal fator responsável pelo aumento da CSS e do transporte de sedimentos para montante do estuário, o que foi relacionado com a intensificação da circulação estuarina induzida pelo gradiente de salinidade.

Os autores ressaltam que a consequente intensificação das taxas de sedimentação pode resultar em um aumento das dragagens de manutenção e dos descartes dos materiais dragados em regiões adjacentes ao estuário, o que chama a atenção para a importância de estudos preditivos de obras de aprofundamento de canais estuarinos, de forma a contribuir para o conhecimento acerca dos potenciais impactos econômicos, sociais e ambientais.

## 4. METODOLOGIA

### 4.1. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente projeto compreende o corpo hídrico definido aqui como Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV) que envolve a Ilha de Vitória e, assim, parte da cidade de Vitória (ES). Este corpo hídrico é comumente dividido em dois principais corpos de água (VERONEZ *et al.*, 2009; GARONCE; QUARESMA, 2014): a Baía do Espírito Santo (BES) e a Baía de Vitória (BV), que compreende o Porto de Vitória e seu canal de acesso, além do Canal da Passagem (CP, Figura 2).

O principal deságue de água doce neste Sistema é pelo Rio Santa Maria da Vitória, com uma vazão média anual de  $13,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , conforme calculado por Nascimento (2013) a partir de dados do portal HidroWeb (1960-2008) para a estação Santa Leopoldina, sendo que, se estima que os outros contribuintes somados não ultrapassem  $3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (RIGO, 2004). Dentre os outros contribuintes estão os rios Bubu, Marinho e Aribiri (Figura 2).

A hidrodinâmica do sistema estuarino possui elevada contribuição da maré astronômica e do Rio Santa Maria da Vitória, como relatado por Nascimento (2013). O regime de maré na região é classificado como de micromarés (amplitude inferior a 2m), semidiurnas (FEMAR, 2016) com desigualdades diurnas (BARROS FILHO, 2002).

Na região de estudo o manguezal possui papel importante na deformação da onda de maré ocasionando um acréscimo nas velocidades de vazante, principalmente durante a sizígia (CHACALTANA *et al.*, 2003; RIGO, 2004). Nas simulações realizadas para a região, Chacaltana *et al.* (2003) observaram uma redução de até 45% nos valores de magnitude da velocidade ao desconsiderar o alagamento da área de manguezal.

Alterações realizadas nos contornos da Baía de Vitoria, principalmente a partir de aterros, proporcionaram o surgimento de estreitamentos artificiais da baía que alteram as correntes e o comportamento da maré ao longo do estuário, como mostrado por Leone (2007), Nascimento (2009) e Nascimento *et al.* (2013). Além dos estreitamentos, a geometria do canal estuarino também é modificada por obras de dragagem e derrocagem realizadas em função do complexo portuário presente na Baía de Vitória.

Na maior parte da região da Baía de Vitória as profundidades variam entre 4 e 24 m. As



maiores profundidades se encontram ao longo do canal de acesso ao porto (Figura 2).

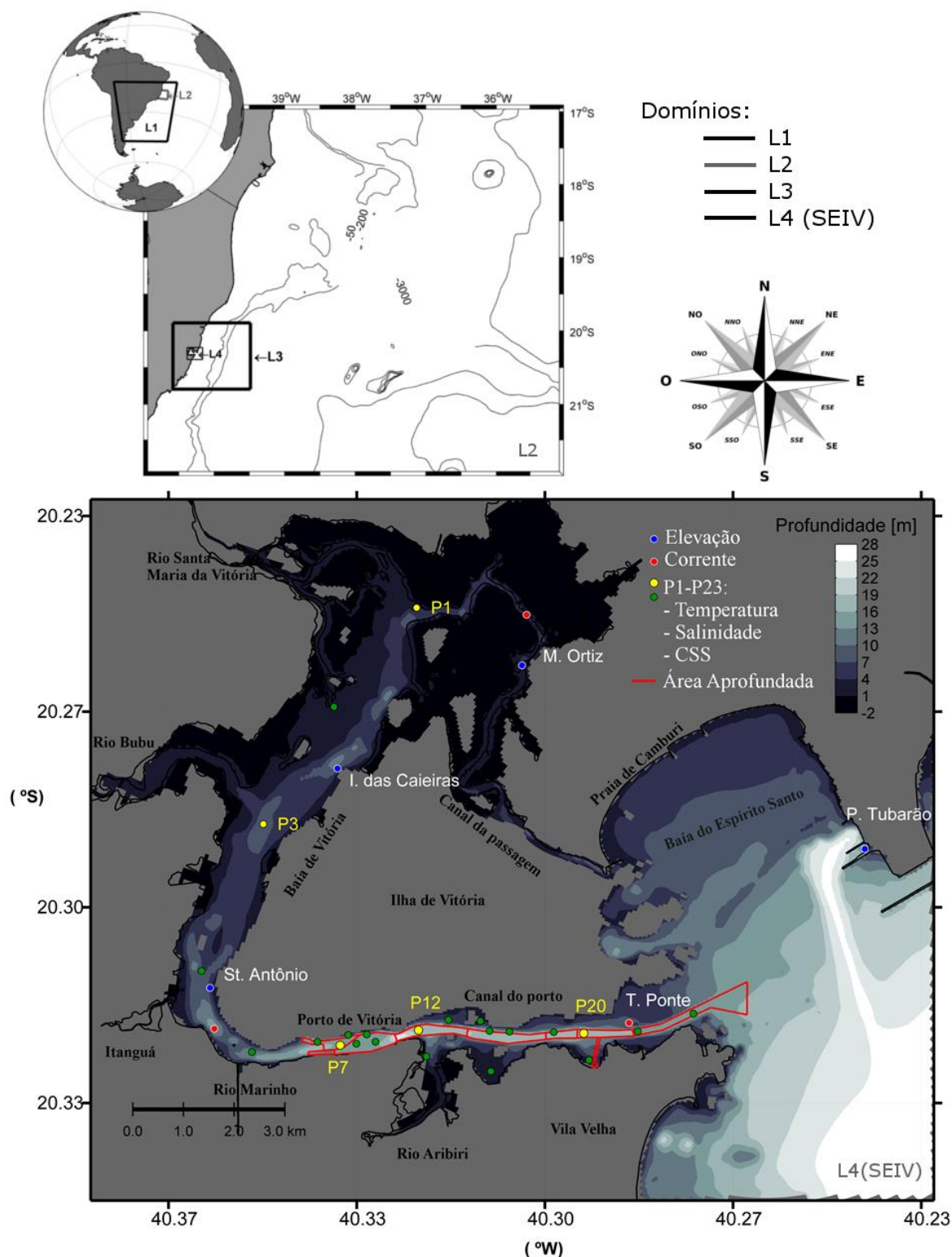


Figura 2 – Localização da área de estudo. No mapa são indicados os locais das estações de levantamento das séries temporais de elevação e corrente e as de medições de temperatura, salinidade e concentração de sedimento suspenso. Os domínios computacionais utilizados também são indicados.

A Baía de Vitória abriga terminais de relevância econômica do Complexo Portuário do Espírito Santo. Em termos de movimentação de cargas, no ano de 2013, o Porto de Vitória foi

o nono colocado entre os dez maiores portos organizados do país (IJSN, 2013). Porém, para operar em máxima capacidade o porto necessita de obras periódicas de dragagem de aprofundamento e manutenção, o que é determinante para o carregamento dos navios comerciais e demanda grandes investimentos do governo federal em obras de infraestrutura. E por serem obras caracterizadas como investimentos, dragagens são consideradas cabíveis mesmo em momentos de crise econômica do país, já que apresentam o potencial de aumentar a produtividade do porto.

A largura estreita e pouca profundidade (10,67 m de calado, antes da dragagem) da bacia de evolução foram apontadas como um dos grandes gargalos do Porto de Vitória no relatório de Desempenho do setor portuário do Espírito Santo (ISJN, 2013) publicado em 2013.

Em 2010 foi finalizado o processo de licitação para a dragagem do Porto de Vitória, com estimativa de duração de um ano (CODESA, 2010), e com previsão para início das obras em maio de 2012 e de finalização em dezembro de 2013. Entretanto, em julho de 2014 restavam ainda cerca de 15% do volume previsto a ser retirado (CODESA, 2014).

A obra de dragagem Porto de Vitória, citada anteriormente, consiste na dragagem e derrocagem de rochas, com retirada de sedimento e rocha desmontada por derrocamento para o aprofundamento do canal de acesso ao porto, da bacia de evolução e dos berços de atracação até uma cota máxima de cerca de 14 m, aumentando o calado que os navios que trafegam no canal podem alcançar de ~10,67m para ~12,5m (CODESA, 2010; Figura 3). Além disso, também estavam previstas obras para o alargamento do canal, de forma que trechos que antes possuíam 80 m passariam a ter 120 m (CODESA, 2014). Assim, o porto passa a permitir operações de navios tipo Panamax, que são limitados a 244 m de comprimento por 32 m de largura e 12,5 m de calado.

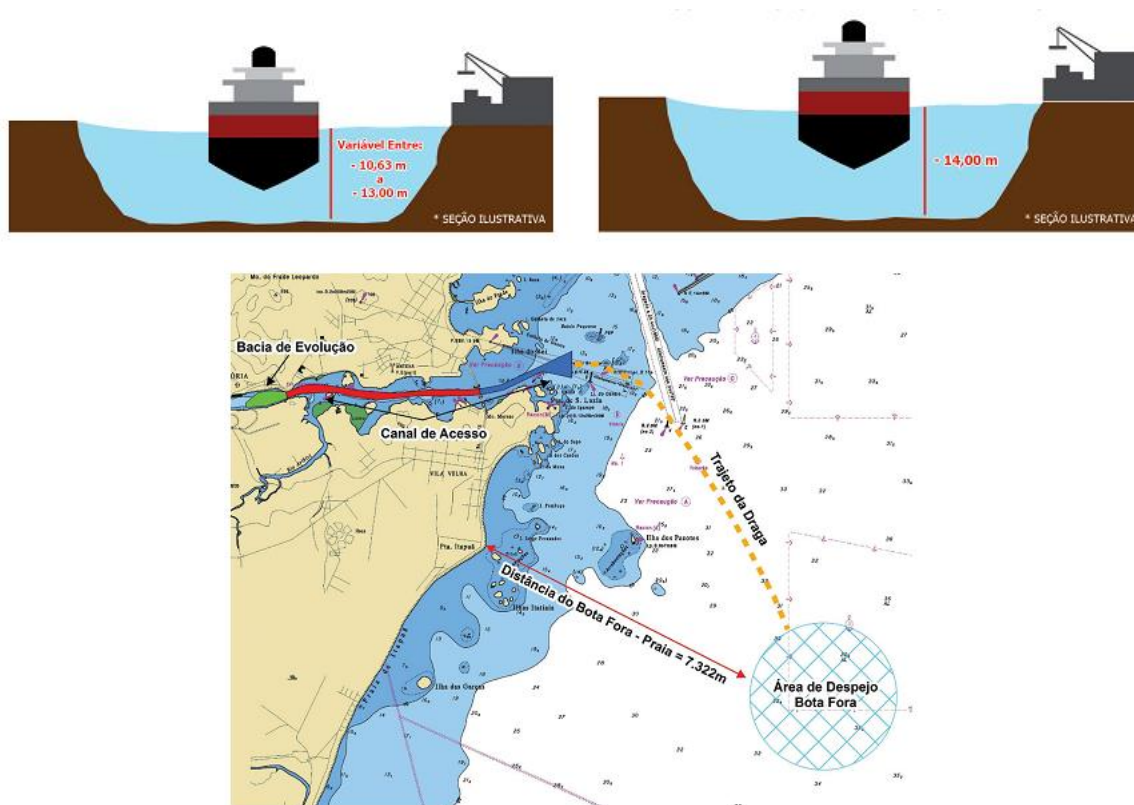


Figura 3: Situação do canal de acesso ao Porto de Vitória anterior ao início do projeto de dragagem (a); situação prevista para o canal de acesso e bacia de evolução do porto após finalização do projeto de dragagem (b); localização da bacia de evolução canal de acesso do porto e da área de Bota Fora do projeto. Fonte: modificado de CODESA (2012).

Com a conclusão do projeto, a CODESA previu ganhos na movimentação de contêineres e de grãos líquidos e sólidos, com uma estimativa de incremento de mais de 25% da capacidade operacional que o porto possuía (CODESA, 2010) e, atualmente, projetos para o alcance de cotas superiores já são estudados pela CODESA (DIAS, 2016).

## 4.2. MODELAGEM HIDRODINÂMICA

### 4.2.1. Modelo Delft3D-FLOW

Para simular a hidrodinâmica e transporte sedimentar e analisar os possíveis impactos ocasionados pelo aprofundamento de um canal estuarino foi utilizado o módulo FLOW do modelo numérico de código aberto Delft3D.

Delft3D é um sistema integrado de modelagem da hidrodinâmica e do transporte de constituintes, conservativos (como temperatura, salinidade e sedimento suspenso) e não conservativos (como nutrientes e oxigênio), para o ambiente aquático. O módulo FLOW

desse sistema fornece a base hidrodinâmica para os outros módulos, como o de qualidade da água, ecologia e ondas, sendo o modelo de transporte de sedimentos (Delft3D-SED) parte integrante desse módulo, funcionando de forma acoplada com a simulação hidrodinâmica e morfológica.

Dentre as forçantes consideradas pelo módulo Delft3D-FLOW, estão: o cisalhamento do vento na superfície livre, as ondas, a maré, os gradientes de pressão devido aos gradientes da superfície livre ou gradientes de densidade e a resistência ao escoamento induzida pela vegetação e formas de fundo. As simulações podem ser realizadas de maneira bidimensional (2DH, integrado na profundidade) e tridimensional (3D).

O sistema de modelagem vem sendo utilizado de maneira satisfatória na simulação do escoamento e transporte de substâncias em mares rasos, áreas costeiras, estuários, lagunas, rios, lagos, reservatórios e regiões oceânicas.

A presente seção trata os aspectos físico-matemáticos do fenômeno a ser estudado e dos aspectos numéricos do modelo utilizado para solucionar as equações governantes do problema, incluindo algumas das simplificações e considerações do modelo conceitual.

#### **4.2.1.1. Modelo físico-matemático do movimento da água**

Para a simulação do movimento da água são resolvidas as equações de Navier Stokes para um fluido incompressível, considerando as aproximações de água rasa e de Boussinesq. Esse conjunto de equações diferenciais parciais, considerando condições iniciais e de contornos adequadas, é solucionado em uma grade de diferenças finitas.

As equações de águas rasas não possuem solução analítica possível e, portanto, estas equações são resolvidas numericamente. Para discretizar as equações no espaço, o domínio físico horizontal ( $x, y$ ) do modelo é representado em uma malha curvilínea ortogonal, criada e otimizada para cada aplicação. Assim, é possível utilizar malhas retangulares simples, esféricas e curvilíneas, sendo suportados dois sistemas de coordenadas na horizontal: coordenadas cartesianas ( $\xi, \eta$ ) e coordenadas esféricas ( $\lambda, \phi$ ); e na vertical: coordenadas  $\sigma$  (modelo  $\sigma$ ) e coordenadas cartesianas  $Z$  (modelo  $Z$ ) (DELTARES, 2014a).

As equações tridimensionais que descrevem o escoamento turbulento médio podem ser obtidas a partir das equações instantâneas de Navier-Stokes após realizar uma média ao longo

das escalas de tempo (*Reynolds-averaged Navier-Stokes equations*). Tais equações expressam o princípio físico da conservação da massa e do *momentum* (GERRITSEN *et al.*, 2007).

A seguir serão descritas as equações de águas rasas, para a qual a profundidade é considerada como sendo bem menor que as escalas de comprimento horizontal do fenômeno a ser estudado. Além das equações de águas rasas o modelo também utiliza as equações do transporte de substância (advecção-difusão) e de turbulência.

Sob a consideração de que as acelerações verticais, devido aos efeitos do empuxo e devido às variações abruptas da batimetria, são pequenas quando comparadas com a aceleração gravitacional, a componente vertical da equação da conservação da quantidade de movimento (*momentum*) é reduzida à relação da pressão hidrostática (Eq.1). Em modelos 3D as velocidades verticais são calculadas a partir da equação da continuidade (Eq.5).

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \quad (1)$$

Após integração na vertical, a pressão hidrostática (Eq.2) é dada por:

$$P = P_{atm} + gH \int_{\sigma}^0 \rho(x, y, \sigma', t) d\sigma' \quad (2)$$

As componentes horizontais ( $P_u, P_v$ ) do gradiente de pressão, considerando as variações de densidade no meio, são equacionadas conforme a regra de Leibnitz, como mostrado por Gerritsen *et al.* (2007), onde cada componente é representada por dois termos: (i) representa o efeito barotrópico (função de  $\zeta$  e  $g$ ); (ii) representa o efeito baroclínico (função de  $\rho$  e  $\sigma$ ). Nesta formulação as variações da densidade são negligenciadas, exceto no termo de empuxo, o que é conhecido como aproximação de Boussinesq.

As equações de águas rasas hidrostáticas horizontais, que por conveniência de apresentação são dadas em coordenadas cartesianas retangulares na horizontal ( $\xi, \eta$ ) e em coordenadas  $\sigma$  na vertical, são dadas nas Eq.1 e 4 (GERRITSEN *et al.*, 2007), e a conservação da massa é dada pela Eq. 5, onde os termos de fontes e sumidouros são considerados.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv = -\frac{1}{\rho} P_u + F_u + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + fu = -\frac{1}{\rho} P_v + F_v + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial [(d + \zeta)u]}{\partial x} - \frac{\partial [(d + \zeta)v]}{\partial y} + H(q_{in} - q_{out}) + P - E \quad (5)$$

Nas Eq. 1, 2, 3, 4 e 5,  $d$  é a profundidade da água abaixo de um plano de referência (m);  $f$  é o parâmetro de Coriolis (1/s);  $F_{u,v}$  são as componentes x e y das forças externas (N/m<sup>2</sup>);  $u, v, w$  são as componentes x,y,z da velocidade (m/s);  $\rho$  é a massa específica da água (kg/m<sup>3</sup>);  $\nu_v$  é a viscosidade turbulenta (m<sup>2</sup>/s);  $\zeta(x,y)$  é a elevação da superfície livre acima do nível de referência (m);  $d(x,y)$  é a profundidade abaixo desse plano;  $H(x,y) = d(x,y) + \zeta(x,y)$  é a profundidade total (m);  $t$  é o tempo;  $P_u$  é a componente x do gradiente de pressão (m/s);  $P_v$  é a componente y do gradiente de pressão (m/s),  $q_{in}$  representa a contribuição local de uma fonte e  $q_{out}$  de um sumidouro por unidade de volume (1/s),  $P$  é o termo de fonte não local devido a precipitação (m/s),  $E$  é o termo de sumidouro não local devido à evaporação (m/s) e  $\omega$  é a velocidade vertical relativa ao plano  $\sigma$  em movimento.

As velocidades verticais  $\omega$ , no sistema de coordenadas  $\sigma$ , são computadas a partir da equação da continuidade (Eq.6, onde os termos de fonte e sumidouros são representados por  $Q$ ).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(d + \zeta)u]}{\partial x} + \frac{\partial [(d + \zeta)v]}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = Q \quad (6)$$

A variável  $\omega$  pode ser interpretada como a velocidade associada aos movimentos de subida e descida da superfície livre.

A, comparativamente menor, velocidade vertical ( $w$ ) no sistema de coordenadas cartesianas ( $x - y - z$ ) pode ser expressa nas velocidades horizontais, profundidade, nível da água, e velocidade vertical  $\sigma$  de acordo com a Eq.7 (GERRITSEN *et al.*, 2007):

$$w = \omega + u \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + v \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \quad (7)$$

Na Eq.8,  $Q$  representa as contribuições por unidade de área devido à fonte ( $q_{in}$ ) ou sumidouro ( $q_{out}$ ), precipitação ( $P$ ) e evaporação ( $E$ ).

$$Q = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E \quad (8)$$

Para o transporte de substância e de temperatura é resolvida a equação escalar de transporte advectivo-difusivo no modo transiente, apresentada por Gerritsen *et al.* (2007). Para solucionar a equação, as componentes verticais e horizontais da viscosidade ( $\nu_V, \nu_H$ ) e difusividade ( $D_V, D_H$ ) devem ser prescritas, o que é explicado em 4.2.1.2.

O transporte de salinidade e temperatura é modelado pela equação de advecção-difusão, apresentada na Eq. 9 na forma conservativa em coordenadas cartesianas na horizontal e coordenadas  $\sigma$  na vertical (DELTARES, 2014a). São incluídos termos de fonte e sumidouro e processos de decaimento de primeira ordem, apesar de não serem considerados para a salinidade e temperatura.

$$\begin{aligned} \frac{\partial[(d+\zeta)c]}{\partial t} + \frac{\partial[(d+\zeta)uc]}{\partial x} + \frac{\partial[(d+\zeta)vc]}{\partial y} + \frac{\partial(\omega c)}{\partial \sigma} = & \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( D_H(d+\zeta) \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_H(d+\zeta) \frac{\partial c}{\partial y} \right) \right] + \\ & \frac{1}{d+\zeta} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ D_V \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right] + -\lambda_d(d+\zeta)c + S \end{aligned} \quad (9)$$

Na Eq. 9,  $\lambda_d$  representa os processos de decaimento de primeira ordem;  $S$  representa os termos de fonte e sumidouro;  $c$  é a concentração da massa.

São resolvidas também outras duas equações de estado para a massa específica (UNESCO, 1981) e para a energia interna (em função da temperatura e calor específico a volume constante) (GERRITSEN *et al.*, 2007; DELTARES, 2014a).

#### 4.2.1.2. Modelo de turbulência

Os modelos de turbulência são utilizados na determinação de  $\nu$  e  $D$  (coeficiente de viscosidade turbulenta e coeficiente de difusividade turbulenta, respectivamente). Contudo, para escoamentos de águas rasas tridimensionais, os coeficientes de viscosidade turbulenta e de difusividade turbulenta horizontais ( $\nu_H, D_H$ ) são muito maiores que as suas contrapartes verticais ( $\nu_V, D_V$ ). Os coeficientes horizontais podem ser considerados como uma superposição de três partes: uma parte devido à viscosidade molecular, uma devido à “turbulência 2D”, e uma parte devido à “turbulência 3D”. O modelo Delft3D dispõe de diferentes formas de computar esses coeficientes (GERRITSEN *et al.*, 2007).

A parte 2D está associada com a contribuição dos movimentos horizontais e com as forçantes que não podem ser resolvidas (“escala de turbulência em sub-grade”) pela malha horizontal. A parte 3D é referida com uma turbulência tridimensional e os coeficientes verticais de

viscosidade turbulenta e de difusividade turbulenta são computados de acordo com um dos seguintes modelos de turbulência:  $k-\varepsilon$ ,  $k-L$ , algébrico, e constante. Já os coeficientes horizontais podem ser impostos pelo modelador como constantes ou variando no espaço, ou serem computados por um modelo de escala de sub-grade que resolve a turbulência 2D, o HLES (*Horizontal Large Eddy Simulation*) (para mais informações consultar Uittenbogaard e Van Vossen (2003)). Em modelos 2D, os coeficientes  $\nu_H$  e  $D_H$  também devem conter a contribuição das variações verticais do escoamento horizontal e devem ser selecionados em função da resolução da grade. Esses coeficientes também podem ser utilizados para conter instabilidades introduzidas pelos termos de advecção.

No presente estudo foram utilizados os valores de 1 e 10 m<sup>2</sup>/s para  $\nu_H$  e  $D_H$ , respectivamente, uniformes para todo domínio, não sendo aplicado, portanto, o modelo para “turbulência 2D”. Para os domínios 2DH não se aplica a consideração da “turbulência 3D”, enquanto para simulação 3D foi utilizado o modelo  $k-\varepsilon$ . Os valores de  $\nu_H$  e  $D_H$  são frequentemente utilizados na calibração do modelo, porém no presente estudo tal calibração não foi avaliada, utilizando-se os valores de referência citados (DELTARES, 2014a).

#### 4.2.1.3. Modelo de fluxo de calor

Para calcular o fluxo de calor através da superfície é utilizado um modelo baseado em Lane (1989) e Gill (1982). A formulação exata pode ser encontrada em Deltares (2014a), onde é identificado como Ocean Heat Flux. O modelo foi calibrado para o Mar do Norte e aplicado com sucesso para a região dos Grandes Lagos (América do Norte). A simulação do fluxo de calor é realizada com base em dados de umidade relativa, temperatura do ar e cobertura de nuvens, podendo computar a radiação e a perda de calor devido à evaporação e à convecção, sendo opcional o fornecimento da radiação solar líquida para o modelo (DELTARES, 2014a). O uso do modelo de fluxo de calor fornece uma maior aproximação da física que rege as variações de temperatura do ambiente estuarino, podendo resultar em uma maior aproximação dos resultados modelados dos gradientes térmicos e de densidade do ambiente.

O modelo foi utilizado adotando os campos temperatura, umidade relativa e cobertura de nuvens NCEP-II (reanálises II do *National Centers for Environmental Prediction*), com profundidade de Secchi de 1,2 m (estimado com base em dados medidos no local) e os números de Stanton ( $c_h$ ) e de Dalton ( $c_e$ ) fornecidos conforme valores de referência de 0,0011 (DELTARES, 2014a). O número de Stanton está associado ao coeficiente de transferência



que controla o fluxo de calor convectivo, já o número de Dalton está relacionado com o coeficiente de transferência que controla o fluxo de calor evaporativo.

#### 4.2.1.4. Condições de contorno do modelo hidrodinâmico

Para resolver o conjunto de equações diferenciais parciais que resolvem o movimento da água e obter uma solução única, uma série de condições iniciais e de contorno de elevação e velocidades horizontais é necessária.

##### 4.2.1.4.1. Condições de Contorno na Vertical

No sistema de coordenadas  $\sigma$ , o fundo ( $\sigma = -1$ ) e a superfície livre ( $\sigma = 0$ ) correspondem a planos  $\sigma$ , portanto, para todo instante de tempo, as velocidades verticais nessas superfícies são (RIJN; WALSTRA, 2003):

$$\omega|_{\sigma=-1} = 0 \quad e \quad \omega|_{\sigma=0} = 0 \quad (10)$$

Assim, na vertical, a condição de contorno cinemática de impermeabilidade na superfície e no fundo é considerada. Ainda como condição de contorno vertical, a condição de contorno de fundo para as equações de *momentum* é dada por (RIJN; WALSTRA, 2003):

$$\frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} \quad e \quad \frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{by}}{\rho_0} \quad (11)$$

Onde  $\tau_{bx}$  e  $\tau_{by}$  são as componentes da tensão cisalhante de fundo. Estas incluem os efeitos da interação onda-corrente, quando considerados, e o cálculo destas componentes são baseados em um campo de escoamento bidimensional (2DH), gerado a partir da velocidade próxima ao fundo considerando um perfil logarítmico, abordagem utilizada tanto para modelos 2DH quanto para modelos 3D.

Na simulação do escoamento 2DH a tensão cisalhante no fundo ( $\vec{\tau}_b$ ), induzido por um escoamento turbulento, é determinada por uma formulação quadrática:

$$\vec{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \vec{U} |\vec{U}|}{C_{2D}^2} \quad (12)$$

Onde  $\vec{U}$  é a magnitude da velocidade horizontal integrada na vertical e  $C_{2D} [m^{\frac{1}{2}}/s]$  é o coeficiente de rugosidade de Chézy para escoamentos bidimensionais, o qual pode ser

determinado pelas formulações de Chézy, Manning e White-Colebrook (DELTARES, 2014a). A formulação de Manning é a utilizada no presente trabalho, definida como função do coeficiente de Manning ( $n$  [ $\text{m}^{-1/3} \text{s}$ ]) e da profundidade total ( $H$ ):

$$C_{2D} = \frac{\sqrt[6]{H}}{n} \quad (13)$$

O comprimento de rugosidade de Nikuradse ( $k_s$ ) se relaciona com o coeficiente de rugosidade de Chézy por meio da formulação de White-Colebrook:

$$C_{2D} = 18^{10} \log \left( \frac{12H}{k_s} \right) \quad (14)$$

De maneira similar ao realizado para o caso 2DH, no modelo 3D a tensão cisalhante no fundo ( $\vec{\tau}_b$ ) está relacionada com a corrente logo acima do leito:

$$\vec{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \vec{u}_b |\vec{u}_b|}{C_{3D}^2} \quad (15)$$

Onde  $\vec{u}_b$  é a magnitude da velocidade do escoamento na camada logo acima do leito e  $C_{3D}$  é o coeficiente de rugosidade de Chézy para escoamentos tridimensionais. Considerando que o primeiro ponto de grade acima do leito se encontra na camada limite de fundo, que o perfil de velocidade é logarítmico (e.g. maré em estuários e oceanos) e que a altura da rugosidade do fundo ( $z_0$ ) é muito menor que a profundidade ( $H$ ), e estimando  $z_0$  a partir de  $C_{2D}$  utilizando a relação de Nikuradse (1933) para paredes rugosas,  $C_{3D}$  é calculado como:

$$C_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \ln \left( 1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0} \right) \quad (16)$$

onde,

$$z_0 = \frac{H}{e^1 + \frac{\kappa C_{2D}}{\sqrt{g}} - e}$$

Em função da consideração do perfil logarítmico de velocidade, o método não é acurado para escoamentos estratificados e regidos pelo vento, pois para esses casos o perfil de velocidade desviaria significativamente do perfil considerado.

Características da composição do fundo e do solo (uso e ocupação) podem ser utilizadas para determinar a rugosidade e resistência ao escoamento. No presente trabalho, o coeficiente de

rugosidade de Manning é computado a partir da formulação de van Rijn (2007), como apresentado em 4.2.2.3, já a resistência do escoamento induzida pela vegetação de mangue é representada por um modelo de vegetação rígida, como apresentado em 4.2.2.4.

A fricção devido ao cisalhamento do vento na superfície da água é considerada de maneira similar ao realizado no fundo para  $\overline{\tau}_b$ . A condição de contorno na superfície livre ( $\sigma = 0$ ) para as equações de *momentum* é equacionada como:

$$\left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\overline{\tau}_s| \cos(\theta) \quad e \quad \left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\overline{\tau}_s| \sin(\theta) \quad (17)$$

Onde,  $\theta$  é o ângulo entre a tensão cisalhante na superfície livre ( $\overline{\tau}_s$ ) e a direção local da linha da grade. No caso em que não há vento a tensão cisalhante na superfície livre é nula. A magnitude da tensão cisalhante é definida em função da velocidade de fricção, mas é determinada no modelo seguindo a expressão quadrática que segue:

$$|\overline{\tau}_s| = \rho_a C_d U_{10}^2 \quad (18)$$

Onde,  $\rho_a$  é a massa específica do ar,  $U_{10}$  é a velocidade do vento a dez (10) metros de altura,  $C_d$  é o coeficiente de arrasto do vento e é função de  $U_{10}$ . No modelo, o vento local pode ser considerado variando no espaço e tempo e definido em conjunto com a pressão atmosférica.

O coeficiente de arrasto do vento ( $C_d$ ) é definido em função da velocidade do vento a dez metros, representando o aumento da rugosidade da superfície da água com o aumento da velocidade do vento, ou seja, de forma geral a relação é diretamente proporcional. Este aumento é maior em águas rasas do que em águas profundas (SMITH *et al.*, 1992) e há décadas vem sendo propostas formulações para  $C_d$  por diversos autores (SMITH; BANKE 1975; GARRATT, 1977; LARGE; PONDE, 1981; KUMAR *et al.*, 2009).

Large e Pond (1980) propõem uma formulação elaborada para uma atmosfera em condição neutra e com base em medidas realizadas em águas oceânicas profundas por aquisições em navios e por aquisições realizadas em uma estação meteorológica, fundeada a cerca de dez quilômetros da costa em profundidades em torno de 55 m. Nessa formulação,  $C_d$  é definido como:

$$10^3 C_d = \begin{cases} 1,2 & 4 \leq U_{10} < 11 \text{ m/s} \\ 0,49 + 0,065 U_{10} & 11 \leq U_{10} \leq 25 \text{ m/s} \end{cases} \quad (19)$$

A formulação proposta por Smith e Banke (1975) é obtida através do mesmo método que Large e Pond (1980). Os autores utilizaram os dados da mesma estação fundeada descrita anteriormente, porém não utilizaram os dados adquiridos por navios, sendo  $C_d$  definido como:

$$10^3 C_d = 0,63 + 0,066 U_{10} \quad (20)$$

A formulação de Smith e Banke (1975) resulta em um aumento maior do  $C_d$  em função da velocidade do vento a partir de cerca de  $9 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 4) em relação à formulação de Large e Ponde (1980), o que sugere que a formulação seja mais apropriada para águas rasas. Isso é condizente com testes realizados por Barreto (2014) que mostrou que em simulações de mesoescala a formulação de Large e Pond (1980) resultou em melhores resultados da TSM simulada em relação à campos de TSM estimados por satélites, sendo relatado um elevado resfriamento nas camadas superficiais do modelo oceânico utilizando a formulação de Smith e Banke (1975).

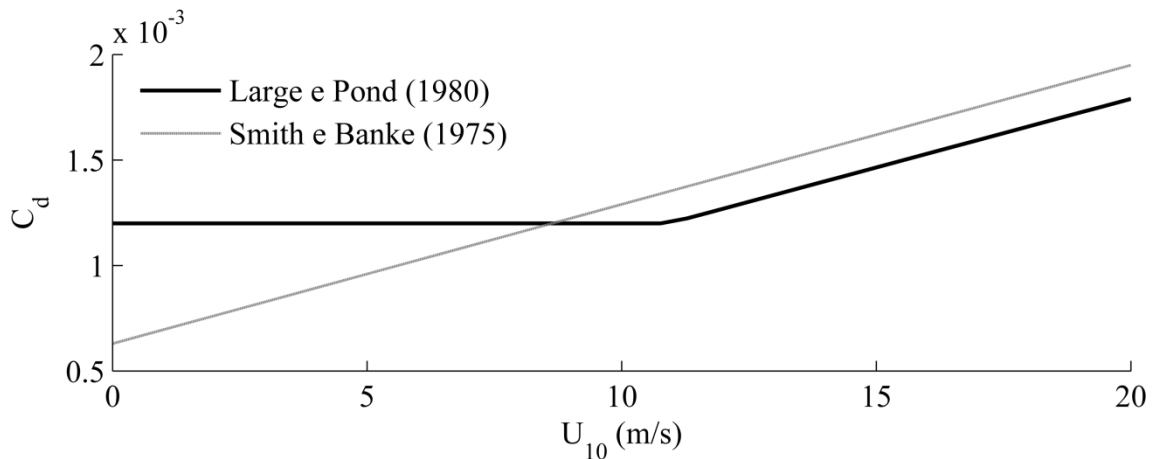


Figura 4- Coeficiente de arrasto do vento ( $C_d$ ) calculado a partir da formulação de Large e Pond (1980, linha preta) e Smith e Banke (1975, em cinza).

A formulação proposta por Smith e Banke (1975) é frequentemente utilizada em trabalhos que utilizam os modelos Delft3D e MIKE 21, e foi utilizada no presente trabalho para o domínio correspondente ao Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV), por se mostrar mais adequada a domínios costeiros e estuarinos. Para os domínios de menor resolução espacial e maior abrangência espacial, utilizados no sistema de grades aninhadas para fornecer condições de contorno de elevação e velocidades horizontais ao domínio SEIV (4.2.2.1), foi utilizada a formulação de Large e Pond (1980), por se mostrar mais adequada a domínios oceânicos.

Para as condições de contorno de transporte de massa, os fluxos verticais através da superfície livre e do fundo são nulos (RIJN; WALSTRA, 2003).

#### 4.2.1.4.2. *Condições de contorno fechado e aberto*

Ao longo dos contornos fechados, contornos da grade numérica que representam o limite entre a água e terra (*e.g.*, linha de costa e ilhas) a velocidade é nula (condição de impenetrabilidade e não-deslizamento). Os contornos fechados são contornos naturais, o contrário dos contornos abertos.

Nos contornos abertos, fronteiras da grade numérica que representam o contato entre água e água, um dos seguintes tipos de condição de contorno deve ser especificado: nível da água, velocidade (na direção perpendicular ao contorno), vazão ou Riemann (condição de contorno fracamente reflexiva). As condições do tipo Riemann relacionam as velocidades normais ao contorno e elevações (VERBOOM; SLOB, 1984).

No modelo numérico o contorno aberto é utilizado para restringir a área computacional a ser simulada, reduzindo o custo computacional. Ondas longas que se propagam para fora da área simulada não devem ser impedidas pelo contorno aberto e a reflexão deve ser a minimizada ao máximo.

A solução das equações do movimento da água podem ser divididas entre a solução estacionária e transiente (não-estacionária). A solução estacionária é função das condições de contorno e forçantes fornecidas. A solução transiente é resultado do desvio entre a condição inicial e a solução estacionária no início da simulação, da reflexão nos contornos abertos e da quantidade de dissipação. Esta última é uma solução artificial e pode ser considerada como um erro, importante de ser reduzido o máximo possível. Isso poder ser realizado a partir da propagação da solução para fora do domínio através do contorno aberto (por meio da condição de contorno de Riemann) ou ser suavizado nos contornos abertos (filtro passa-baixa) por meio de um coeficiente (DELTARES, 2014, p.200), ou serem anulados devido à fricção no fundo e à viscosidade. O tempo de aquecimento do modelo é dependente da escala de tempo em que a solução transiente se anula.

As condições de contorno utilizadas nos contornos abertos são descritas em 4.2.2.5.

Um sistema de grades aninhadas foi implementado (4.2.2.1) com o objetivo de transpor

informações oceânicas (*e.g.*, velocidades horizontais e elevação) de escalas maiores para o domínio em que a circulação estuarina é simulada. Esta abordagem reduz a ocorrência de erro de fase ao longo do contorno aberto oceânico, uma vez que medidas ou estimativas referentes a um único ponto e fornecida de maneira uniforme para todo o contorno, alternativa comumente utilizada em relação ao aninhamento de grades, não quantificam de maneira adequada a direção com que a onda ou outra condição transiente atinge o contorno (MARTIN; MCCUTCHEON, 1999). Além disso, o aninhamento de grades permite que condição de contorno de Riemann seja utilizada, já que essa é função da elevação e da velocidade normal ao contorno. E como esta é uma condição de contorno fracamente reflexiva, é capaz de reduzir as reflexões nos contornos abertos. Segundo Martin e Mccutcheon (1999), outra forma de reduzir a influência de reflexões do contorno no domínio é afastar o contorno aberto da região de interesse.

#### 4.2.1.4.3. *Condições de contorno para equação de transporte de substância*

Na vertical, o fluxo difusivo através da superfície livre e do leito é zero (Eq.21 e 22), com exceção do fluxo de calor na superfície livre, resolvido pelo modelo de fluxo de calor, e de sedimento no leito, resolvido pelo modelo de transporte de sedimentos.

$$\left. \frac{D_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=0} = 0 \quad (21)$$

$$\left. \frac{D_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = 0 \quad (22)$$

Nos contornos abertos, durante a entrada de substância no domínio, uma condição de contorno é necessária. Porém, durante a saída de substância através do contorno aberto o processo deve ser livre e a concentração é determinada pela advecção do interior do domínio. Já os fluxos dispersivos através do contorno aberto são nulos para ambas as situações.

Como durante a entrada de substância no domínio, através do contorno aberto, é necessário especificar a concentração da substância, e essa pode ser função da concentração que atravessou o contorno durante um período de saída de substância, uma condição de contorno especial pode ser utilizada para essa situação, conhecida como Thatcher-Harleman (THATCHER; HARLEMAN, 1972).

Essa condição de contorno é utilizada para evitar descontinuidade das concentrações na mudança de direção do escoamento através do contorno, como pode ocorrer ao longo do ciclo de maré. A partir da condição de contorno de Thatcher-Harleman é definido um tempo de retorno no contorno, correspondente ao tempo de transição da concentração no contorno que se estabeleceu durante a saída do escoamento através do contorno e a que é imposta no contorno originalmente. Assim, a variação da concentração da substância após uma mudança de direção no escoamento através do contorno ocorre de forma suave, seguindo uma função senoidal (DELTARES, 2014).

Quatro tipos de perfis verticais podem ser especificados no contorno aberto: 1) perfil uniforme – a concentração é uniforme ao longo da vertical; 2) perfil linear – a concentração deve ser especificada na superfície e perto do fundo, sendo os valores intermediários interpolados; 3) perfil interrompido (“*Step profile*”) – igual o linear, porém a posição vertical de descontinuidade é fornecida; 4) perfil 3D – a série temporal de concentração é fornecida para cada camada do modelo 3D.

#### 4.2.1.4.4. *Método numérico*

Anteriormente foi abordada a necessidade da solução numérica das equações apresentadas na seção 4.2.1.1. Os termos das derivadas apresentadas são discretizados a partir do método numérico de diferenças finitas atrasadas de terceira ordem para as derivadas horizontais e derivadas centradas de segunda ordem para as derivadas verticais. As derivadas espaciais são solucionadas em uma malha computacional do tipo Arakawa-C, onde as componentes da velocidade são calculadas nas faces das células e as variáveis escalares (como elevação da superfície, salinidade, temperatura) são calculadas no centro da grade numérica. Todas as derivadas espaciais na direção vertical do fluido são resolvidas nos centros das células. As derivadas temporais são solucionadas a partir do método implícito de direção alternada (ADI).

Para a discretização espacial dos termos advectivos horizontais o Delft3D-FLOW permite o uso de três métodos: cíclico (STELLING; LEENDERTSE, 1992), WAQUA (STELLING, 1984) e Flooding (STELLING; LEENDERTSE, 1992). No presente trabalho será utilizado o método cíclico, por ser apropriado para ambientes costeiros (DELTARES, 2014), além de ser considerado computacionalmente eficiente, acurado ao menos até segunda ordem e estável para valores de número de Courant até cerca de 10 (LESSER, 2009).

#### **4.2.2. Implementação do modelo hidrodinâmico**

Na modelagem computacional um dos principais problemas está associado ao fornecimento de informações físicas no contorno do domínio. Um sistema de grades aninhadas bidimensionais (2DH) retangulares foi implementado com intuito de levar as informações de grades de menor resolução espacial e maior abrangência para grades aninhadas com incremento da resolução espacial até o domínio correspondente ao Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV), o que será abordado na seção 4.2.2.1. Em seguida, é abordada a metodologia utilizada na definição das condições iniciais e demais condições de contorno no domínio final SEIV, a partir do qual será realizada a análise e avaliação dos resultados.

Os resultados obtidos foram utilizados na validação, calibração e nas análises realizadas para alcançar os objetivos propostos. As simulações foram realizadas para três períodos distintos, em função da disponibilidade de dados:

- I) 10/03/1999 – 24/04/1999: período com disponibilidade de dados de corrente (Terceira Ponte) e elevação (Porto de tubarão). Simulações utilizadas na análise de sensibilidade e calibração do modelo hidrodinâmico.
- II) 12/07/2002 – 15/09/2002: período com disponibilidade de dados de corrente (estações St. Antônio e Maria Ortiz) e elevação (estações St. Antônio, Ilha das Caieiras, Maria Ortiz). Simulações utilizadas na análise de sensibilidade e calibração do modelo hidrodinâmico.
- III) 03/08/2012 – 16/10/2012: período com disponibilidade de dados de temperatura, salinidade e concentração de sedimento suspenso em 23 pontos ao longo da Baía de Vitória e de dados de vazão e descarga fluvial e de sedimento dos tributários da Baía de Vitória. Simulações utilizadas na validação da temperatura e salinidade e validação e calibração do sedimento suspenso. Além disso, simulações realizadas para esse mesmo período são utilizadas para avaliar o impacto do aprofundamento do canal estuarino na hidrodinâmica e transporte de sedimentos na Baía de Vitória, a partir de experimentos de sensibilidade.

##### **4.2.2.1. Sistema de grades aninhadas**

Para a simulação hidrodinâmica, foi implementado um sistema de grades aninhadas realizando um incremento da resolução espacial de três vezes a cada domínio: L1 -  $1/12^\circ$ , L2 -



1/36°, L3 – 1/108°; e SEIV – resolução variável entre 14 e 270 m com malha curvilínea ortogonal (Figura 5, Figura 6 e Tabela 1). Na vertical é utilizada uma malha em coordenadas  $\sigma$  com uma camada, modelo bidimensional integrado na vertical (2DH).

O aninhamento de grades realizado teve dois objetivos principais: a representação da maré meteorológica e astronômica nos dados de elevação e velocidade fornecidos no contorno e a representação da variação espacial dessas variáveis ao longo do contorno aberto oceânico.

Tabela 1: Configurações do sistema de grades aninhadas utilizado.

Domínio	Coordenadas Geográficas (graus decimais)		Resolução horizontal da grade
	Latitude	Longitude	
L1	-46,004990	-67,683432	1/12°
	-11,107052	-30,000000	
L2	-21,966058	-40,998266	1/36°
	-16,906462	-35,049066	
L3	-20,793688	-40,582035	1/108°
	-19,891591	-39,484633	
SEIV	-20,391339	-40,249387	Variável (14-270m)
	-20,217141	-40,203001	

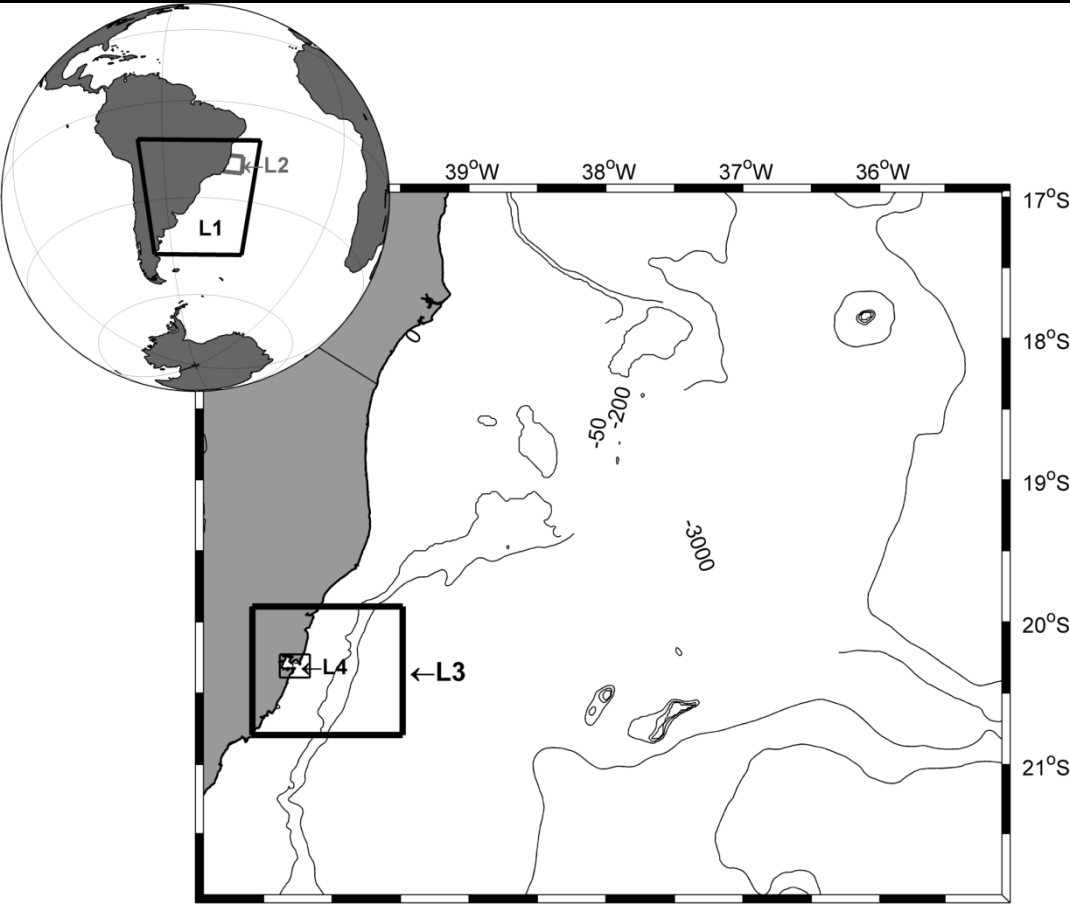


Figura 5 – Delimitações das grades computacionais aninhadas.

Nos contornos abertos foram utilizadas condições de contorno de Riemann (VERBOOM; SLOB, 1984), sendo essas baseadas no método das características. Nas condições de Riemann os dados de elevação e velocidade são utilizados no cálculo das chamadas invariantes de Riemann (Equação 23), sendo essas impostas ao longo de cada elemento do contorno aberto.

$$R = U \pm \eta \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (23)$$

Onde,  $U$  corresponde à velocidade normal ao contorno,  $\eta$  à elevação da superfície,  $g$  à aceleração da gravidade, e  $h$  é a profundidade medida a partir do nível médio.

Os dados de elevação da superfície e de velocidade normal ao contorno foram obtidos por meio de um aninhamento do domínio menor (e.g. L2) ao domínio maior (e.g. L1), onde os resultados do domínio maior são interpolados para cada elemento do contorno do domínio menor, com exceção do domínio L1. No domínio L1, os dados do contorno foram calculados com base em treze (13) harmônicos de maré (*i.e.*, M2, S2, N2, K1, O1, Q1, Mf, Mm, M4, MS4, MN4). Os valores de amplitude e fase utilizados são provenientes do modelo global de maré TPXO (EGBERT; EROFEEVA, 2002), fornecidos em uma resolução de 1/4 de grau e interpolados para cada elemento de contorno aberto da grade do domínio L1. As séries de elevação e corrente aninhadas para os próximos domínios (L2, L3 e SEIV) são resultantes da maré astronômica e de forçantes atmosféricas (campo bidimensional de vento e pressão).

Para todos os domínios foram definidas condições iniciais do tipo partida a frio para elevação da superfície e velocidades, ou seja, o modelo foi inicializado com elevação máxima (SEIV) ou zero (L1-L3) e velocidade nula.

O fluxo da quantidade de movimento entre oceano e atmosfera foi parametrizado através da lei quadrática para a velocidade do vento, em que o coeficiente de fricção é calculado a partir da formulação de Large e Pond (1981) para os domínios L1, L2 e L3 e da formulação de Smith e Banke (1975) para o domínio SEIV. Para esses cálculos foram utilizados dados das componentes  $x$  e  $y$  da velocidade do vento a dez metros e da pressão atmosférica ao nível do mar, provenientes das reanálises-II do NCEP (NCEP2), com resolução temporal de 6h e espacial de 2,5°.

Os dados de batimetria utilizados nos domínios L1, L2 e L3 foram interpolados para a malha computacional a partir de dados de batimetria global GEBCO08, com resolução espacial de

30 segundos, disponível em <http://www.gebco.net/>, e dados digitalizados de cartas náuticas (nº 1400, 1402 e 1403) disponibilizadas pela DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil).

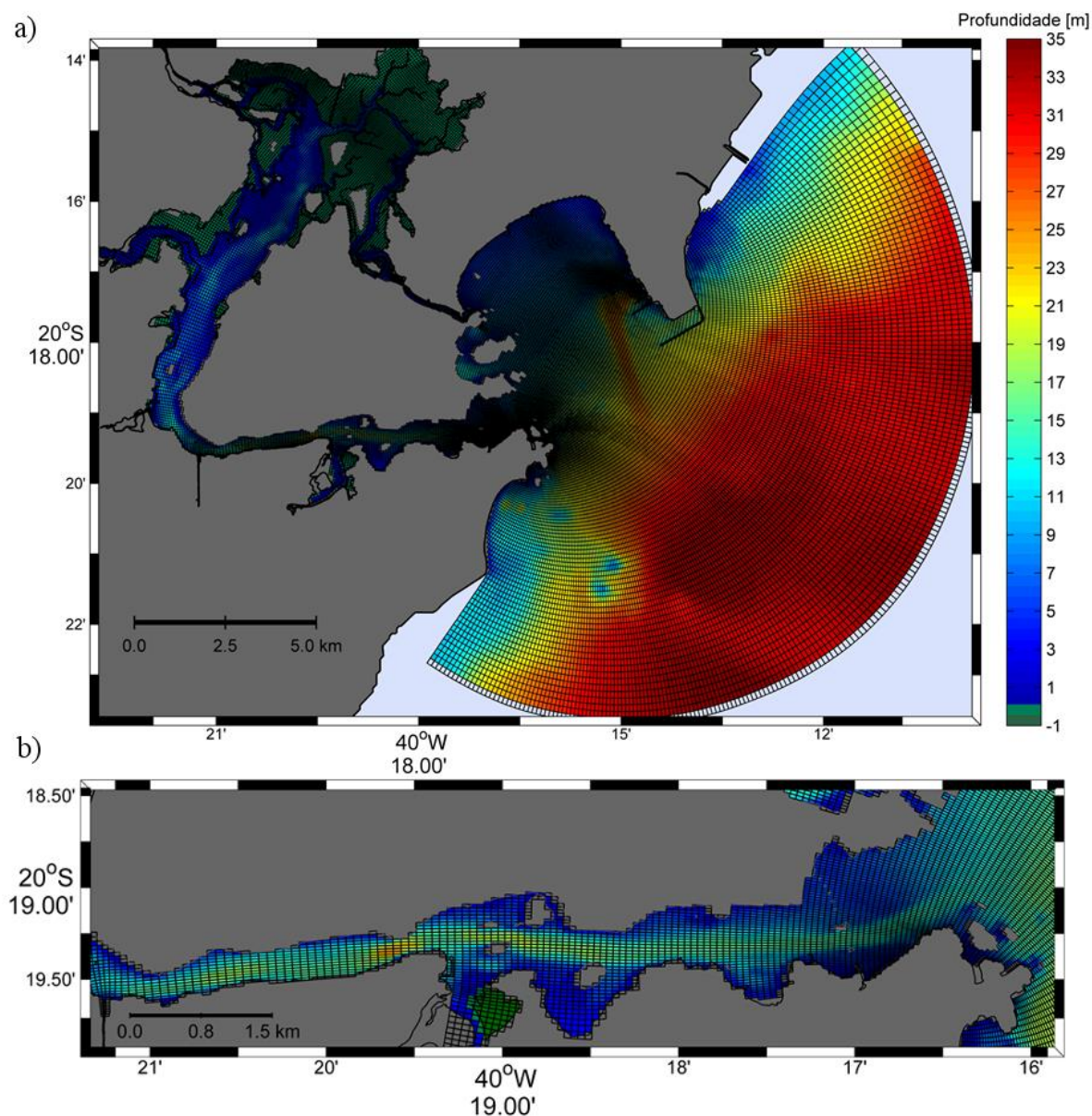


Figura 6 – Grade computacional do domínio SEIV sobreposta à batimetria (a), destaque da região do canal de acesso ao Porto de Vitória (b).

#### 4.2.2.2. Batimetria e altimetria do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV)

A inserção dos valores das profundidades e das altimetrias do SEIV foi realizada pelo uso do modelo digital de elevação cedido pelo Laboratório de Simulação de Escoamento com Livre (LABESUL), gerado através da compilação de uma série de dados, dentre os quais cita-se

digitalização de Cartas Náuticas (1401), levantamento batimétrico dos canais (RIGO, 2001) e levantamento altimétrico na região de manguezal. Além disso, nesse modelo foram utilizadas ortofotos para confecção e atualização da linha de costa (NASCIMENTO, 2013). Os canais de acesso ao Porto de Vitória e ao Porto de Tubarão foram atualizados, utilizando dados cedidos pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IEMA) de levantamentos realizados por ecosondas multifeixe (Figura 7).

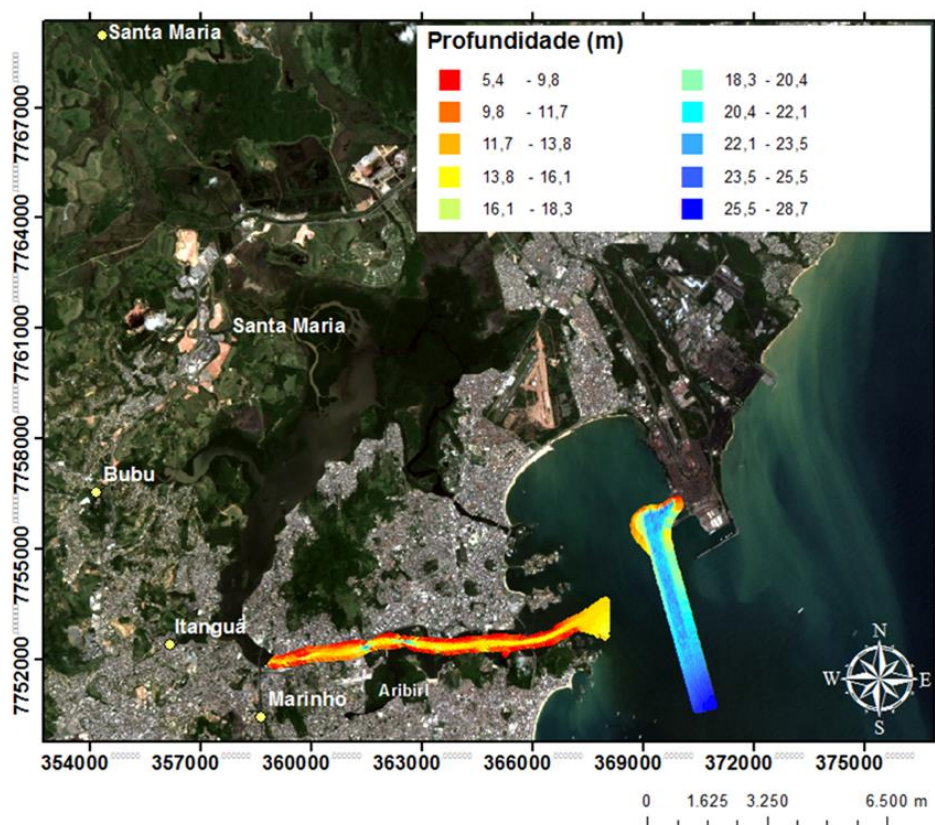


Figura 7: Batimetria dos canais de acesso ao Porto de Vitória e ao Porto de Tubarão.

Os dados altimétricos da região de mangue permitiram diferenciar estas regiões de locais de maior elevação, acima de 1m, porém os gradientes de altimetria na região de mangue não eram bem representados. Assim, a altimetria da região de mangue foi editada com base no trabalho de Rigo (2004), que relata cotas entre 0,2 e 0,4 m (NMM) na borda de canais localizados na região do mangue e cotas de aproximadamente 1m (NMM) nas regiões mais afastadas do canal. Os contornos do mangue foram considerados como a região em que ocorrem as maiores cotas, acima do NMM, e a altimetria na região de mangue, para maior parte da região de estudo, foi obtida a partir da interpolação linear entre os contornos superiores do mangue e o canal adjacente.

Esse conjunto de dados foi utilizado na obtenção do modelo digital de elevação interpolado para a grade do domínio SEIV, que foi utilizado na verificação do modelo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos. Os dados interpolados para a grade computacional do domínio SEIV podem ser observados na Figura 6, onde a grade computacional encontra-se sobreposta à batimetria, e na Figura 8, onde a batimetria pode ser observada sem sobreposição da grade.

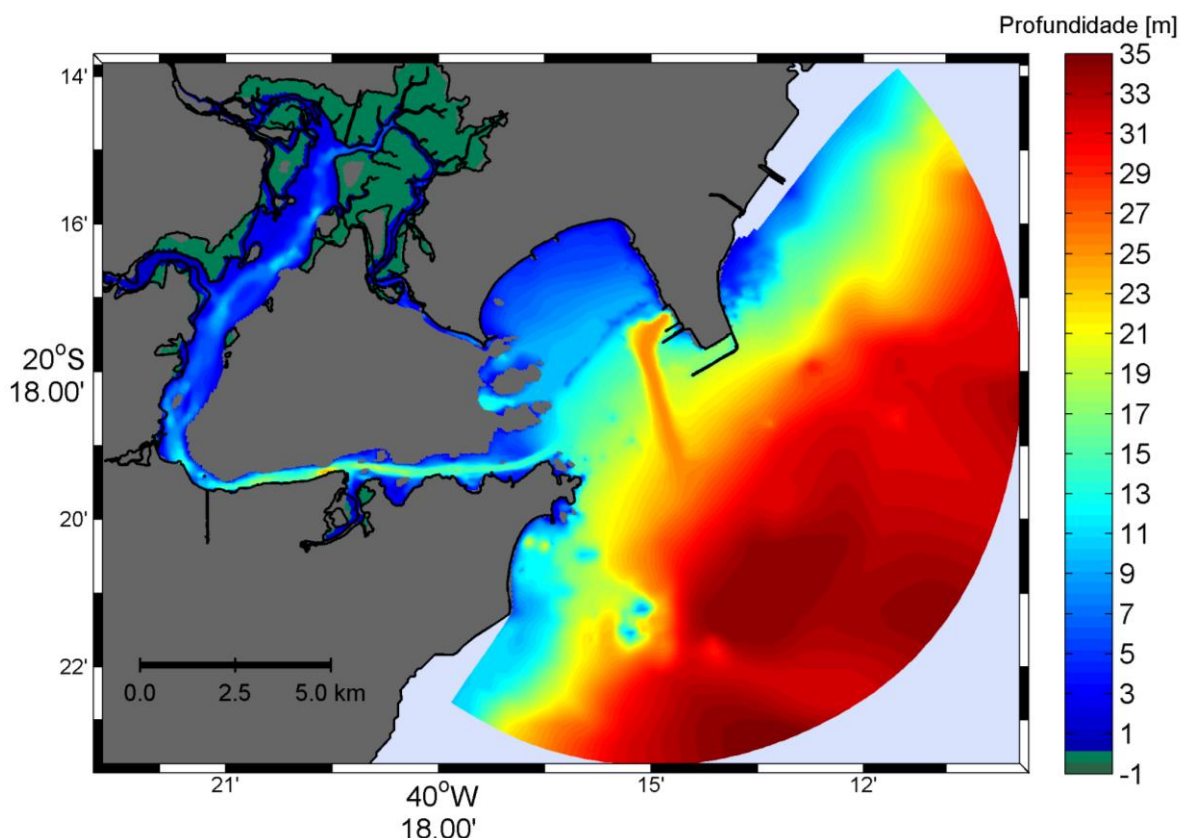


Figura 8 - Batimetria da região de estudo interpolada para a grade numérica do domínio SEIV.

#### 4.2.2.3. Rugosidade de fundo

A tensão de cisalhamento no fundo, utilizada na determinação da condição de contorno de fundo para as equações do *momentum*, é definida como função do coeficiente de rugosidade do fundo, conforme apresentado em 4.2.1.4.1 (Condições de contorno na vertical).

Para definir o valor de rugosidade do fundo no domínio SEIV foi utilizado um preditor de rugosidade baseado em van Rijn (2007), no qual a altura da rugosidade é computada, variando no espaço e no tempo, com base na composição do fundo, campo de velocidades e de ondas (quando consideradas). O preditor de rugosidade é uma alternativa à consideração de um valor de rugosidade do fundo fixo para toda área de estudo, que pode trazer melhoras



significativas em simulações costeiras e estuarinas, como obtido por Swinkels *et al.* (2012), que demonstram uma melhor representação da variabilidade espacial no campo de correntes ao considerar a variação espacial da rugosidade do leito.

A rugosidade de fundo é uma variável importante também em estudos de simulação do transporte de sedimento, uma vez que o transporte de sedimento depende significativamente da rugosidade de fundo, e a rugosidade de fundo, por sua vez, é função de características do fundo determinadas pelo transporte de sedimento.

Quatro tipos de rugosidade de fundo podem ser determinadas (VAN RIJN, 1993; VAN RIJN; WALSTRA, 2003): rugosidade do grão ( $k_s$ , grão); rugosidade da forma de fundo associada à onda ( $k_s$ , w); rugosidade da forma de fundo associada à corrente ( $k_s$ , c) e rugosidade de fundo aparente ( $k_a$ ). A formulação de van Rijn (2007) (Eq. 24) foi desenvolvida a partir da parametrização realizada com base nos resultados de diversos estudos realizados sobre esses tipos de rugosidade do fundo, relacionando a rugosidade do fundo ( $k_s$ ) com parâmetros hidrodinâmicos e de dinâmica sedimentar:

$$k = \min \left( \sqrt{k_{s,r}^2 + k_{s,mr}^2 + k_{s,d}^2}, \frac{h}{2} \right) \quad (24)$$

Onde,  $k_r$  é a altura da rugosidade de *ripples*,  $k_{mr}$  de mega ripples,  $k_d$  de dunas. Esses termos foram calculados com base no  $d_{50}$  e na magnitude da velocidade do escoamento, já que ondas de gravidade não foram solucionadas no modelo. As formulações desses parâmetros e maiores informações a respeito do preditor estão presentes em Deltares (2014) e van Rijn (2007).

#### 4.2.2.4. Modelo de vegetação

Ao longo do canal estuarino, no escoamento principal, o cisalhamento no fundo é fortemente determinado pelas características locais do fundo (composição e formas de fundo). Em planícies de inundação dos rios e planícies de maré, a resistência do escoamento é determinada por uma combinação de fatores, como vegetação e formas de fundo.

Para representação da resistência ao escoamento induzida pela vegetação de mangue na região de estudo, foi utilizado um modelo 3D de vegetação rígida, onde grupos de elementos da vegetação (*e.g.*, tronco de árvores, raízes ou plantas) são representados no ponto de grade. Esses elementos são representados por cilindros rígidos no modelo de vegetação, e a

influência tridimensional da vegetação é considerada no modelo hidrodinâmico no arrasto e na turbulência.

Esse modelo também é utilizado nas simulações 2DH, e para ambas as abordagens, são necessárias informações da vegetação, como o diâmetro da vegetação ( $D$  [m]), número de elementos de planta por unidade de área ( $n$  [ $m^{-2}$ ]) e o coeficiente de arrasto da planta ( $C_D$ ), sendo que,  $n$  e  $D$  pode ser função da profundidade ( $n(z)$ ,  $D(z)$ ). A influência da vegetação no arrasto leva a inclusão de um termo para força de fricção ( $F(z)$  [ $N m^{-3}$ ], Equação 25) na equação do momentum.

$$F(z) = \frac{1}{2} \rho_w C_D n(z) D(z) |u(z)| u(z) \quad (25)$$

Quanto à turbulência, a influência da vegetação é representada com a inclusão de uma fonte extra de energia cinética turbulenta nas equações do modelo de turbulência, conforme apresentado em Temmerman *et al.* (2005) e Deltares (2014, p.274).

O valor do coeficiente de arrasto da vegetação ( $C_D$ ) foi definido como igual a dois (2), com base na calibração de um modelo local realizado por Lacerda *et al.* (2015), valor condizente com valores obtidos por Struve e Falconer (2003) e Horstman *et al.* (2013). A densidade de árvores foi definida como 0,15 [árvores/ $m^2$ ] com base em levantamentos locais presentes no trabalho de Vale (2006).

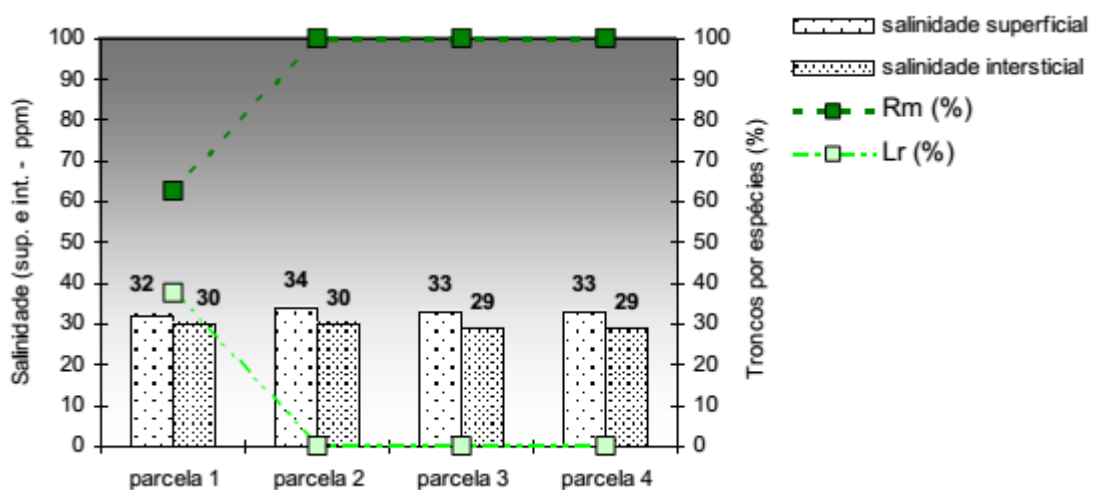


Figura 9: Medidas de salinidade e composição do bosque de manguezais do delta do rio Santa Maria apresentados por Vale (2006). Rm – *Rhizophora mangle*; Lr – *Laguncularia racemosa*. Fonte: Adaptado de Vale (2006).

Quanto à geometria de cada árvore, foi utilizado a esquematização realizada por Horstman *et*

al. (2013, Figura 10) para árvores do gênero *Rhizophora*, muito frequente na região de mangue da Baía de Vitória (VALE, 2006), sendo que em simulações 2DH foi utilizada a configuração da camada 2 (76 elementos de árvore de 24 mm de diâmetro) da Figura 10.

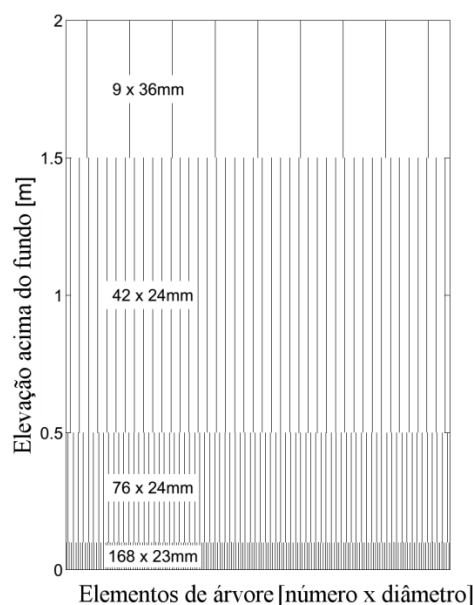


Figura 10: Geometria do sistema de raízes de uma única árvore de *Rhizophora*, elaborada com base nos levantamentos de Horstman *et al.* (2013). Fonte: Adaptado de Horstman *et al.* (2013).

#### 4.2.2.5. Condições iniciais e de contorno do domínio SEIV

Foram definidas condições iniciais do tipo partida a frio para elevação da superfície e velocidades, ou seja, o modelo foi inicializado com elevação máxima e velocidade nula. Para temperatura e salinidade foram campos uniformes com valores de 24°C e 30, respectivamente, para todo domínio. Foi considerado um período de aquecimento de um mês para o modelo, período observado como superior ao tempo de residência da maior parte da região estuarina do domínio, garantindo que no período de análise dos resultados os campos de temperatura e salinidade já havia estabelecido uma distribuição horizontal representativa.

Como condição de contorno na região oceânica foram impostas as informações de elevação e corrente do domínio L3, conforme descrito na seção 4.2.2.1, por meio da condição do tipo Riemann. Na região interna ao SEIV as condições de contorno para a modelagem hidrodinâmica foram as descargas provenientes de alguns dos tributários: rios Santa Maria da Vitória, Bubu, Itanguá, Aribiri e Marinho.

Os dados de vento a dez metros e pressão atmosférica ao nível do mar NCEP II foram



interpolados para a grade de estudo, fornecendo condição de contorno de superfície a cada passo de tempo. Os dados NCEP II foram utilizados, apesar da baixa resolução espacial, em função da não disponibilidade de dados de estações meteorológicas locais para todos os períodos simulados, enquanto os dados das reanálises NCEP/DOE AMP-II (NCEP II), dispõem de dados diários e mensais desde 1979 (KANAMITSU *et al.*, 2002).

Os dados de vazões utilizados para os tributários foram compilados a partir dados disponíveis no portal HidroWeb (2014), Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA), e dados fornecidos pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente (IEMA) pertencentes ao Monitoramento Ambiental das Obras de Dragagem de Aprofundamento e de Derrocagem do Canal de Acesso, Bacia de Evolução e Berços de Atracação do Porto de Vitória-ES, realizado entre os anos 2011 e 2013. São disponibilizadas no portal HidroWeb as médias diárias da vazão do Rio Santa Maria da Vitória para a estação em Santa Leopoldina, porém, os dados são referentes a medidas afastadas do contorno do domínio e por isso optou-se por utilizar os dados fornecidos pelo IEMA para as simulações realizadas para o ano de 2012, e para os demais períodos simulados os dados ANA/Hidroweb foram utilizados. Os dados fornecidos pelo IEMA referentes ao Rio Santa Maria da Vitória foram medidos sob a ponte da Rodovia Governador Mário Covas.

As vazões residuais dos tributários utilizadas fornecidas pelo IEMA (Tabela 2) foram adquiridas entre 16/10/2012 e 18/10/2012, sendo adotados os valores constantes ao longo de todo período de simulação. Os dados de temperatura e salinidade dos tributários foram adquiridos ao longo de um ciclo de maré de sizígia, sendo a média das medidas consideradas no contorno (Tabela 2).

Tabela 2 - Vazão residual (~12,5h de medida) dos tributários da Baía de Vitória. Os valores foram obtidos ao longo de um ciclo de maré de sizígia.

<b>Tributário</b>	<b>Data</b>	<b>Vazão residual (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>Temperatura (°C)</b>	<b>Salinidade</b>
Bubu	17/10/2012	0,598	24	0
Marinho	16/10/2012	1,537	23	17
Aribiri	19/10/2012	1,340	26	20
St. Maria da Vitória	18/10/2012	13,75	24	0

Na ausência de dados disponíveis para o rio Itanguá, este não foi considerado como contorno aberto do modelo hidrodinâmico. O canal dos escravos foi considerado como uma fonte pontual, com vazão de 0,064 m<sup>3</sup>/s (15/10/2012), com o objetivo de representar a carga de

sedimento do tributário no modelo de transporte de sedimentos.

Com base nas médias históricas dos dados da estação de Santa Leopoldina, o mês de outubro corresponde a um período de baixas vazões, com a média histórica (1960-2008) do mês abaixo de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ , enquanto os meses de novembro a março apresentam médias históricas em torno de  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  (NASCIMENTO, 2013). Assim, a vazão considerada para as simulações realizadas para o ano de 2012 corresponde a um período de baixas vazões.

Os dados da Tabela 2 foram utilizados nas simulações realizadas para o ano de 2012, utilizadas para a validação da temperatura, salinidade e sedimento suspenso, além dos experimentos do aprofundamento do canal do porto.

Já para as simulações realizadas para o ano de 1999 e 2002, utilizadas na avaliação do modelo hidrodinâmico com base em dados medidos de corrente e elevação, os dados de vazão disponibilizados no portal HidroWeb para a estação de Santa Leopoldina correspondentes ao Rio Santa Maria da Vitória foram utilizados, sendo apenas esse rio considerado dentre os tributários. As médias diárias da vazão do Rio Santa Maria da Vitória, obtidas no portal HidroWeb, foram interpoladas linearmente no tempo para cada passo de tempo de simulação. Os dados de temperatura do Rio Santa Maria foram utilizados com base no trabalho de Macina e Mendonça (1999), e a salinidade foi considerada como zero.

Para o contorno aberto oceânico os dados de temperatura e salinidade foram obtidos a partir das reanálises HYCOM/NCODA. As reanálises HYCOM/NCODA correspondem à resultados obtidos a partir do modelo hidrodinâmico HYCOM (*HYbrid Coordinate Ocean Model*) com assimilações de dados, de altimetria e temperatura de sensores remotos e temperatura e salinidade de medidas *in situ*, a partir do sistema NCODA (*Navy Coupled Ocean Data Assimilation*). Os resultados são distribuídos em uma grade uniforme com resolução horizontal de  $0.08^\circ$ , entre  $80.48^\circ\text{S}$  e  $80.48^\circ\text{N}$ , e resolução vertical de 40 camadas (z). As reanálises são disponibilizadas para o período entre 1992 e 2012, cobrindo todos os períodos simulados. Os dados e maiores informações são disponibilizados no site do modelo: [hycom.org](http://hycom.org).

Os dados diários de salinidade e temperatura HYCOM/NCODA foram interpolados na horizontal para o ponto central do contorno aberto e o valor médio das 15 primeiras camadas (0-50 m) foi utilizado para definir a condição de contorno do domínio SEIV. Os dados diários são interpolados linearmente para cada passo de tempo de simulação. Assim, os dados são

inseridos de maneira uniforme ao longo de todo o contorno aberto oceânico, mas variando o valor a cada passo de tempo.

#### 4.2.2.6. Verificação da modelagem hidrodinâmica

Para realizar as análises de sensibilidade e calibração do modelo hidrodinâmico, os resultados obtidos foram comparados com dados medidos de corrente e elevação referentes ao mês de abril de 1999, adquiridos na região da Terceira Ponte (próximo à desembocadura da Baía de Vitória) e Porto de Tubarão, respectivamente. A comparação foi realizada para o período entre os dias 3/04/1999 e 18/04/1999, período coincidente entre os dados de elevação e velocidade medidos.

A validação dos resultados hidrodinâmicos foi realizada com dados medidos de corrente e elevação de diferentes locais obtidos entre os meses de agosto e setembro de 2002: Santo Antônio - elevação (27/08/2002 – 15/09/2002) e corrente (27/08/2002 – 13/09/2002); Maria Ortiz - elevação (27/08/2002 – 13/09/2002) e corrente (27/08/2002 – 08/09/2002); Ilha das Caieiras - elevação (20/08/2002 – 14/09/2002). Para a validação dos dados de salinidade e temperatura foram utilizados dados fornecidos pelo IEMA para vinte e três (23) pontos ao longo da Baía de Vitória (Figura 11). Para cada ponto foi medido um dado de superfície e um de fundo entre os dias 9 e 11 de outubro de 2012.

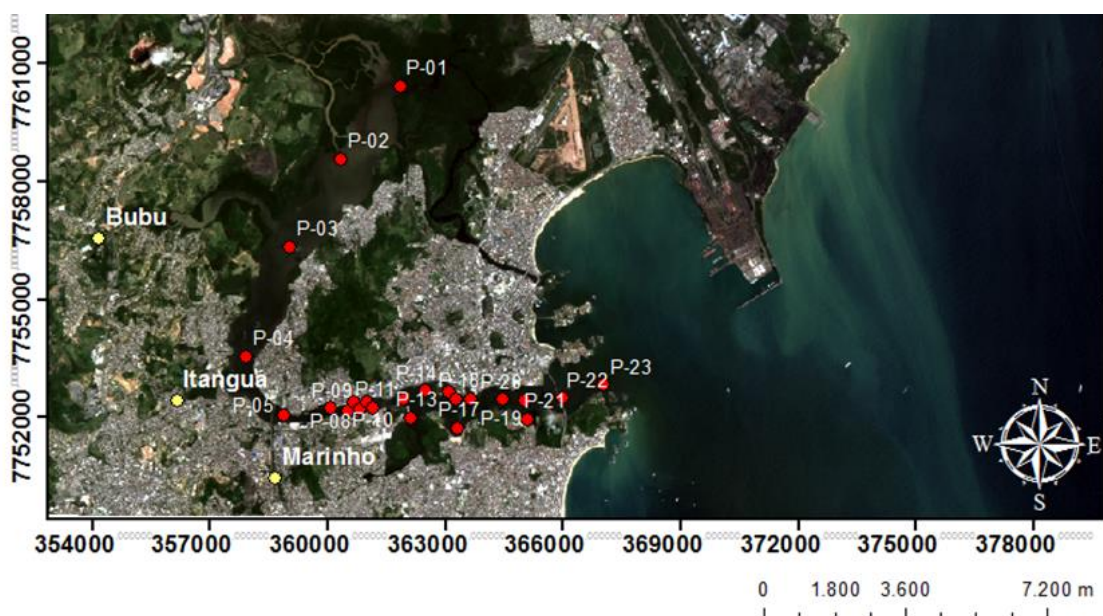


Figura 11 - Localização dos pontos de coleta de dados de qualidade da água da Baía de Vitória (P-01 a P-23).

As comparações entre as séries medidas e modeladas foram realizadas com base no cálculo

dos seguintes parâmetros estatísticos: índice de correlação de Pearson ( $r$  – Eq. 26); erro absoluto médio (MAE – *Mean Absolut Error* – Eq. 27); Raiz do Erro Quadrático Médio, ou como definido na literatura inglesa Root Mean Square Error – RMSE ou RMS (Eq. 28); e índice de concordância de Wilmott ou de similaridade ( $Id$  ou IAS – Eq. 29) (WILMOTT, 1981).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})}{(n-1)S_P S_O} \quad (26)$$

$$MAE = \left[ n^{-1} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \right] \quad (27)$$

$$RMS = \left[ n^{-1} \sum_{i=1}^n [P_i - O_i]^2 \right]^{1/2} \quad (28)$$

$$Id = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}|^2 + |O_i - \bar{O}|^2)} \quad (29)$$

Onde  $P_i$  é o valor modelado para cada tempo  $i$ ;  $O_i$  é o valor medido para cada tempo  $i$ ;  $n$  é a quantidade de dados;  $S_P$  é o desvio padrão dos valores modelados  $P_i$ ;  $S_O$  é o desvio padrão dos valores medidos  $O_i$ .

O coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) mede o grau da correlação (e a direção dessa correlação - se positiva ou negativa) entre duas variáveis. O erro médio absoluto (MAE) não é tão utilizado na literatura como o RMS, apesar de ser útil para uma identificação da diferença média entre o dado estimado e o que se considera como referência. O RMS fornece um resultado sempre maior que o MAE, assim como observado nos resultados obtidos, o que ocorre em função da própria formulação do RMS, como discutido por Wilmott e Matsuura (2005). O  $Id$  mede a capacidade do modelo de reproduzir os dados medidos em campo. Seus valores podem variar de 0 a 1, de modo que quando igual a 1 os dados estão em perfeita concordância.

Para os dados medidos de temperatura e salinidade, como não há série temporal medida, calculou-se apenas a média dos erros absolutos obtidos para os 23 pontos.

### 4.3. MODELAGEM DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

#### 4.3.1. *Modelo Delft3D-SED*

Em função das diferentes características associadas à dinâmica dos sedimentos coesivos e não coesivos, diferentes formulações são necessárias para simular o fluxo de sedimento na interface água-sedimento, e consequente erosão e deposição no fundo.

O modelo de transporte de sedimento utilizado permite que sejam consideradas diferentes frações de sedimentos coesivos e não coesivos, e a interação das frações de sedimentos são computadas no modelo, porém, principalmente no âmbito da interação areia-lama, alguns processos ainda não são considerados (DELTARES, 2014).

O transporte de sedimento é estimado separadamente para frações de sedimentos não coesivos e coesivos. O módulo de Transporte de Sedimento e morfologia do modelo Delft3D suporta o cálculo de transporte de sedimento em suspensão para sedimentos coesivos e como carga de fundo e suspenso para sedimentos não coesivos.

Dentre as formulações disponibilizadas pelo modelo para o transporte de sedimentos não coesivos ( $>0,063$  mm), a formulação de van Rijn (1993) é utilizada no presente trabalho, e para os sedimentos coesivos ( $\leq 0,063$  mm) a formulação de Patheniades-Krone (Patheniades, 1965) é utilizada. Assim, os fluxos devido à erosão e deposição são calculados de forma distinta para sedimentos coesivos e não coesivos, bem como a velocidade de queda de cada tipo de sedimento.

O transporte de sedimentos em suspensão na coluna de água é calculado, no modelo 3D, utilizando a equação de advecção-difusão tridimensional para sedimento suspenso (Eq.30), de maneira semelhante ao realizado para constituintes conservativos, como salinidade e temperatura, mas com algumas diferenças. Dentre essas diferenças estão as trocas da substância entre o fundo e a coluna de água através do fluxo de sedimentos na interface dos meios. Além disso, há também efeitos como a influência do sedimento na densidade da água e a consequente redução da turbulência, além das mudanças na batimetria, provocadas pela constante erosão/deposição de sedimentos, que podem modificar o campo de velocidades.

$$\begin{aligned} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial t} + \frac{\partial uc^{(l)}}{\partial x} + \frac{\partial vc^{(l)}}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_s^{(l)})c^{(l)}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left( \epsilon_{s,x}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( \epsilon_{s,y}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial y} \right) \\ - \frac{\partial}{\partial z} \left( \epsilon_{s,z}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial z} \right) = 0 \end{aligned} \quad (30)$$

Na Eq.30,  $c^{(l)}$  representa a concentração da fração de sedimento ( $l$ ) em  $\text{kg/m}^3$ ;  $u, v$  e  $w$  representam as componentes da velocidade do escoamento em  $\text{m/s}$ ;  $\epsilon_{s,x}^{(l)}$ ,  $\epsilon_{s,y}^{(l)}$  e  $\epsilon_{s,z}^{(l)}$  representam os coeficientes de difusividade turbulenta da fração de sedimento ( $l$ ) em  $\text{m}^2/\text{s}$  e  $w_s$  é a velocidade de queda da fração de sedimento ( $l$ ) em suspensão em  $\text{m/s}$ .

Em modelos 2DH, como realizado no presente trabalho, a equação tridimensional da advecção-difusão para sedimento suspenso é integrada na vertical para solucionar o transporte de sedimento, como descrito em 4.3.1.3.

#### 4.3.1.1. Velocidade de queda

Em misturas de sedimentos em altas concentrações, a velocidade de queda de uma única partícula de sedimento é reduzida devido à presença de outras partículas. Para representar o impedimento provocado pelas outras partículas de sedimento é estimada a velocidade de queda do sedimento na mistura sedimento-fluido como função da concentração de sedimento e da velocidade de queda não impedida de cada fração de sedimento presente, com base em Richardson e Zaki (1954) (DELTARES, 2014):

$$w_s^{(l)} = \left( 1 - \frac{c_s^{tot}}{C_{soil}} \right)^5 w_{s,0}^{(l)} \quad (31)$$

Onde,  $C_{soil}$  é a densidade de referência (utilizado como o valor padrão de  $1600 \text{ kg/m}^3$ ),  $w_{s,0}^{(l)}$  é a velocidade de queda “básica” da fração ( $l$ ) em  $\text{m/s}$ , e  $c_s^{tot}$  é a concentração total (considerando todas frações ( $l$ )) de sedimento em  $\text{kg/m}^3$ .

#### 4.3.1.2. Condições iniciais e de contorno

Para solucionar a equação de advecção-difusão, 2DH ou 3D, é necessário definir condições iniciais e de contorno, como descrito para o modelo hidrodinâmico.

Assim como para outros constituintes conservativos, como temperatura e salinidade, a

condição inicial para as frações de sedimento podem ser especificadas como: (i) um valor global de concentração para cada fração; (ii) campo de concentrações inicial variável no espaço de um arquivo de *restart* obtido de uma simulação anterior e (iii) campo de concentrações inicial variável no espaço e interpolado para a grade.

Em muitos casos as concentrações de sedimento não coesivo se adaptam rapidamente à condição de equilíbrio, assim, no caso de uma partida a frio onde o modelo hidrodinâmico também levará um tempo para estabilizar, uma concentração uniforme nula para as frações não coesivas é normalmente adequada (DELTARES, 2014).

Portanto, um campo de concentrações inicial variável no espaço foi definido apenas para os sedimentos coesivos, enquanto os não coesivos foram inicializados com concentração uniforme e nula.

Como condição de contorno vertical, na superfície livre o fluxo difusivo vertical é considerado nulo, assim como descrito anteriormente para constituintes conservativos.

$$-w_s^{(l)} c^{(l)} - \epsilon_{s,z}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial z} = 0, \text{ em } \sigma = 0 \quad (32)$$

Sendo  $\sigma = 0$  na superfície livre.

A troca de material em suspensão com o fundo é modelada a partir da estimativa dos fluxos entre a coluna de água e o fundo, que são calculados a partir de formulações específicas a cada tipo de sedimento (coesivo/não coesivo). Esses fluxos são então considerados como fontes e sumidouros para a coluna de água (ou camada de fundo no 3D) em cada célula computacional. Os fluxos também são utilizados para computar a variação do leito. Assim, a condição de contorno de fundo é dada por:

$$-w_s^{(l)} c^{(l)} - \epsilon_{s,z}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial z} = D^{(l)} - E^{(l)}, \text{ em } \sigma = -1 \quad (33)$$

onde,  $D^{(l)}$  é a taxa de deposição da fração de sedimento  $(l)$  [ $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ] e  $E^{(l)}$  é a taxa de erosão da fração de sedimento  $(l)$  [ $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ].

Quando a simulação é tridimensional, as concentrações ao longo dos contornos abertos podem ser definidas como tendo uma distribuição vertical uniforme, linear ou escalonada. Também pode especificar-se o tempo de retorno “Thatcher-Harleman” para simular a reentrada de

material que fluiu para fora do modelo após direção de fluxo reverso, como descrito para os demais constituintes conservativos a respeito da condição de contorno aberto.

#### 4.3.1.3. Sedimento não coesivo

Na formulação de van Rijn (1993) o transporte de sedimento abaixo e acima da altura de referência de van Rijn é definido como carga de fundo e carga suspensa, respectivamente. A altura de referência é função da profundidade local, de um fator de referência e da altura de rugosidade do fundo, como proposto por van Rijn (1993), sendo limitada a um máximo de 20% da profundidade.

Em simulações bidimensionais integradas na vertical (2DH) a equação 3D de advecção-difusão é aproximada para sua forma integrada na vertical (LESSER, 2009, p.20):

$$\frac{\partial h\bar{c}^{(l)}}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial h\bar{c}^{(l)}}{\partial x} + \bar{V} \frac{\partial h\bar{c}^{(l)}}{\partial y} - D_H \frac{\partial^2 h\bar{c}^{(l)}}{\partial x^2} - D_H \frac{\partial^2 h\bar{c}^{(l)}}{\partial y^2} = hS \quad (34)$$

onde,

$$S = \frac{\bar{c}_{eq} - \bar{c}}{T_s}$$

sendo,  $S$  um termo de fonte de sedimento [ $kg/m^3/s$ ],  $\bar{U}$  e  $\bar{V}$  são as componentes horizontais na direção  $x$  e  $y$  [ $m/s$ ], respectivamente, da velocidade integrada na vertical  $\bar{U}$ ;  $D_H$  é o coeficiente de dispersão horizontal [ $m^2/s$ ]  $\bar{c}$  é a concentração de sedimento média na vertical [ $kg/m^3$ ],  $\bar{c}_{eq}$  é a concentração de equilíbrio de sedimento média na vertical [ $kg/m^3$ ] como descrito por van Rijn (1993) e  $T_s$  é uma escala de tempo de adaptação [ $s$ ].

$T_s$  é determinado como (Galappatti, 1983):

$$T_s = \frac{h}{w_s} T_{sd}$$

onde,  $h$  é a profundidade,  $w$  é a velocidade de queda do sedimento [ $m/s$ ] e  $T_{sd}$  é determinado analiticamente como função da velocidade de cisalhamento no fundo ( $u_*$ ) e  $w_s$ .

Onde,  $u_*$  induzido pela corrente ( $u'_{*,c}$ ) é dado por:

$$u'_{*,c} = (0,125 f'_c)^{0.5} \bar{U}$$



onde,  $f'_c$  é um fator de fricção relacionado à corrente [-].

O transporte como carga de fundo é calculado pela formulação de van Rijn (1993) a partir da Eq. 35.

$$|S_b| = f_{bed} \eta \times 0,5 \rho_s d_{50} u_* D_*^{-0,3} T_a \quad (35)$$

Na Eq. 35  $D_*$  é o diâmetro adimensional da partícula (Eq. 36),  $T_a$  é a tensão adimensional de cisalhamento do fundo (Eq. 37)

$$D_* = d_{50} \left[ \frac{(s-1)g}{\vartheta^2} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (36)$$

$$T_a = \frac{\tau'_b - \tau_{b,cr}}{\tau_{b,cr}} \quad (37)$$

Nas Eq. 35 a 37,  $S_b$  é a taxa de transporte de sedimento como carga de fundo (kg/m/s);  $f_{bed}$  é o fator de calibração;  $\eta$  é a disponibilidade relativa de sedimento no fundo;  $d_{50}$  é a mediana do diâmetro dos sedimentos (m);  $\rho_s$  é a densidade do sedimento (kg/m<sup>3</sup>);  $s$  é a densidade relativa do sedimento;  $\vartheta$  é a viscosidade turbulenta na horizontal (m<sup>2</sup>/s); e  $\tau_{b,cr}$  é a tensão crítica de cisalhamento de fundo para iniciar o transporte de sedimento (N/m<sup>2</sup>) e  $\tau'_b$  é a tensão de cisalhamento no fundo. Nessa formulação de van Rijn (1993),  $\tau_{b,cr}$  é calculado em função do diâmetro do grão e de um parâmetro calculado com base na curva clássica de Shields, modelada por van Rijn (1993) em função de  $D_*$ .

A velocidade de queda do sedimento não coesivo é calculada seguindo o método de van Rijn (1993). A formulação utilizada no modelo depende do diâmetro do sedimento em suspensão:

$$w_{s,0}^{(l)} = \begin{cases} (s^{(l)} - 1)g D_s^{(l)2}, & 65 \mu m < D_s \leq 100 \mu m \\ \frac{10\nu}{D_s} \left( \sqrt{1 + 0.01(s^{(l)} - 1)g D_s^{(l)3}} - 1 \right), & 100 \mu m < D_s \leq 1000 \mu m \\ 1,1 \sqrt{(s^{(l)} - 1)g D_s^{(l)}}, & 1000 \mu m < D_s \end{cases}$$

onde,  $s^{(l)}$  é a densidade relativa ( $\rho_s^{(l)}/\rho$ ) da fração de sedimento ( $l$ );  $D_s^{(l)}$  é o diâmetro representativo da fração de sedimento ( $l$ ), sendo considerado igual a mediana do diâmetro da fração ( $l$ ) no presente trabalho; e  $\nu$  é a viscosidade cinemática da água.

#### 4.3.1.4. Sedimento coesivo

O transporte de sedimento coesivo foi modelado a partir da formulação de Partheniades-Krone (PARTHENIADES, 1965), onde os fluxos devido à erosão ( $E$ , em kg/m/s) e deposição ( $D$ , kg/m/s) são calculados conforme as Eq. 38 a 42.

$$E = MS_e(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}); \quad D = w_s c_b S_d(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}) \quad (38)$$

Sendo,

$$S_e(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}) = \left( \frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,e}} - 1 \right), \text{ para } \tau_{cw} > \tau_{cr,e} \quad e$$

$$S_e(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}) = 0, \quad \text{para } \tau_{cw} \leq \tau_{cr,e} \quad (39)$$

$$S_d(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}) = \left( \frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,d}} - 1 \right) \text{ para } \tau_{cw} > \tau_{cr,d} \quad e$$

$$S_d(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}) = 0, \quad \text{para } \tau_{cw} \leq \tau_{cr,d} \quad (40)$$

Nas Eq. 38 a 40,  $E$  (kg/m<sup>2</sup>/s);  $D$  (kg/m<sup>2</sup>/s);  $M$  é o parâmetro de erosão (kg/m<sup>2</sup>/s);  $w_s$  é a velocidade de queda do sedimento (m/s);  $c_b$  é a concentração de sedimento próximo ao fundo (kg/m<sup>3</sup>), modelo 3D ou na coluna de água (2DH);  $\tau_{cw}$  máxima tensão de cisalhamento devido a correntes e ondas (N/m<sup>2</sup>);  $\tau_{cr,e}$  é a tensão de cisalhamento crítica para erosão (N/m<sup>2</sup>);  $\tau_{cr,d}$  é a tensão de cisalhamento crítica para deposição (N/m<sup>2</sup>). Como não serão consideradas tensões de cisalhamento devido a ondas de gravidade,  $\tau_{cw} = \tau_b$ .

Para velocidade de queda do sedimento para sedimentos coesivos, para o qual o modelo não possui formulação previamente implementada, a velocidade de queda ( $w_s$ ) foi estimada a partir da formulação desenvolvida por Zhiyao *et al.* (2008):

$$w_s = \frac{v}{d} d_* \left[ 38,1 + 0,93 d_*^{\frac{12}{7}} \right]^{-7/8} \quad (41)$$

sendo,

$$d_* = \left( \frac{(\rho_s - 1)g}{\frac{\rho}{v^2}} \right)^{1/3} d_{50}$$

onde,  $d_{50}$  na formulação original representava o diâmetro da partícula de sedimento e  $d_*$  é o diâmetro adimensional da partícula de sedimento.

Essa formulação foi escolhida devido à simplicidade na implementação e coerência com dados medidos por Cheng (1997) de sedimento de diâmetros menores que 0,062 mm.

A formulação proposta por Zhiyao *et al.* (2008) foi desenvolvida com base em dados medidos em campo de Engelund e Hansen (1972) e Cheng (1997), sendo que este último autor conta com dados de sedimento de diâmetros menores que 0,062 mm, o que garantiu um bom ajuste da formulação para estes diâmetros mais finos, quando comparado o resultado da formulação obtida com os dados originais (ZHIYAO *et al.*, 2008).

Os processos de floculação e consolidação dos sedimentos não são modelados, bem como não são representados no modelo os efeitos da biota, influenciando a consolidação e resistência a erosão. A floculação é, entre outros, função do tamanho da partícula, concentração, temperatura, salinidade e matéria orgânica (RIJN, 1993). Porém, uma velocidade de queda modificada é representada no modelo com o objetivo de levar em conta o efeito da floculação.

A floculação tende a ocorrer com os sedimentos coesivos em águas salgadas, com o grau de floculação dependendo da salinidade da água. Esses flocos são muito maiores que as partículas individuais de sedimento e por isso assentam com maior velocidade. Com o objetivo de simular essa dependência da salinidade, duas velocidades de queda da partícula e uma salinidade máxima são definidas para cada classe ( $l$ ) de sedimento. A primeira velocidade ( $w_{s,f}^{(l)}$ ) corresponde a velocidade de queda em água doce (salinidade = 0), e a segunda ( $w_{s,max}^{(l)}$ ) em águas com salinidade igual à máxima salinidade ( $S_{max}$ ). Assim, a velocidade de queda ( $w_{s,0}^{(l)}$ ) é calculada como:

$$w_{s,0}^{(l)} = \begin{cases} \frac{w_{s,max}^{(l)}}{2} \left( 1 - \cos \left( \frac{\pi S}{S_{max}} \right) \right) + \frac{w_{s,f}^{(l)}}{2} \left( 1 + \cos \left( \frac{\pi S}{S_{max}} \right) \right), & \text{para } S \leq S_{max} \\ w_{s,max}^{(l)}, & \text{para } S > S_{max} \end{cases} \quad (42)$$

Porém, a influência da turbulência na floculação ou a quebra dos flocos não são modeladas.

Com relação à dependência da floculação em relação à salinidade, experimentos em laboratório demonstraram que a floculação rapidamente atinge um equilíbrio em salinidades entre 5 e 10 quando a concentração de sedimento é menor que 1000 mg/L (KRONE, 1962).

Para concentrações superiores, um aumento quase linear da velocidade de queda com a salinidade pode ser observada (OWEN, 1970; ALLERSMA, 1967; *apud* VAN RIJN, 1993).

As máximas concentrações de sedimento relatadas para a área de estudo (Baía de Vitória) estiveram em torno de 50 mg/L (GARONCE; QUARESMA, 2014; MOURA *et al.*, 2011). Assim, com base no trabalho de Hu *et al.* (2009), considerou-se um aumento de 25% da velocidade de queda da partícula a uma salinidade máxima de 8.

#### 4.3.1.5. Atualizações morfológicas

Para considerar as modificações do fundo a partir de uma atualização morfológica, a batimetria pode ser dinamicamente atualizada a cada passo de tempo, o que é uma das vantagens do acoplamento *online* em relação a uma simulação *off-line* da morfologia, uma vez que isso implica na capacidade da simulação hidrodinâmica ser realizada com a batimetria sendo atualizada constantemente.

Em cada passo de tempo, a mudança na massa do material de fundo é calculada, o que ocorre como resultado dos termos de fontes e sumidouros e dos gradientes de transporte. Essa mudança na massa é então traduzida em mudanças na altura do fundo baseado na densidade de fundo seco ( $\rho_{dry}$ ) de cada fração de sedimento:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = \frac{D-E}{\rho_{dry}} \quad (43)$$

onde,  $z_b$  é a altura do fundo [m].

A atualização morfológica é opcional e o início da atualização pode ser definido para cada simulação, permitindo iniciar a atualização após o aquecimento do modelo hidrodinâmico, por exemplo.

No presente trabalho a profundidade foi mantida constante nas simulações de transporte de sedimento, ou seja, a atualização morfológica não foi considerada. Assim, a erosão e deposição influenciam a massa de sedimento disponível abaixo do fundo, o qual se encontra em uma profundidade constante ao longo da simulação.

O modelo Delft3D conta com dois tipos de modelo de composição do fundo: (i) um fundo uniformemente misturado, com uma camada única de sedimento sendo considerada onde o

sedimento é depositado e todas as frações estão disponíveis para erosão; (ii) um fundo em camadas estratigráficas, com múltiplas camadas de sedimento, onde apenas o sedimento da camada superior está disponível para erosão.

#### **4.3.2. Implementação do modelo de transporte de sedimentos**

A modelagem do transporte de sedimentos foi realizada para o período entre 03/08/2012 – 16/10/2012, conforme descrito em 4.2.2, onde o modelo hidrodinâmico, que é simulado de forma acoplada (*on-line* e *one way*) ao do transporte de sedimento, é descrito. O domínio computacional é o mesmo do SEIV (Figura 6), descrito anteriormente.

No modelo de composição do fundo utilizado nas simulações de transporte de sedimento o fundo é considerado uniformemente misturado, sendo representado como uma camada vertical única de sedimento, onde o sedimento é depositado e todas as frações estão disponíveis para erosão. Assim, considera-se a variação horizontal da granulometria do sedimento que compõe o fundo, porém, em função da falta de dados disponíveis, não é considerada a variação vertical do depósito sedimentar disponível para erosão.

Muitos dos parâmetros (*e.g.*, velocidade de queda da partícula e tensões críticas) das formulações do modelo de transporte de sedimentos, coesivo e não coesivo, são função da mediana do diâmetro do sedimento de fundo ( $d_{50}$ ), e como a variação espacial do  $d_{50}$  foi definida, então esses parâmetros apresentam variação espacial no domínio.

##### **4.3.2.1. Distribuição da mediana do diâmetro do sedimento de fundo**

A distribuição da mediana do diâmetro do sedimento de fundo ( $d_{50}$ ) na área de estudo foi definida nos trabalhos de D’Agostini (2005), Bastos *et al.* (2007), Brant (2012) e Veronez *et al.* (2009). Na Baía de Vitória e Canal da Passagem, os dados de composição do fundo de D’Agostini (2005) foram utilizados. A autora divide a faixa de diâmetros correspondentes à silte em: silte fino, silte médio, silte grosso e silte muito grosso, segundo a classificação de Blott e Pye (2001). Apesar da maior quantidade de pontos levantados na Baía de Vitória utilizados em Veronez *et al.* (2009), os autores não discretizam em classes as granulometrias inferiores à 0,063 mm (4 phi), por isso os dados de D’Agostini (2005) foram utilizados. Pelo mesmo motivo, os dados de Brant (2012) foram utilizados para Baía do Espírito Santo e região oceânica adjacente. Além disso, o valor de 0,020 mm (6,5 phi) foi definido para a

região de mangue com base no trabalho de Vale (2006).

Os mapas de distribuição de  $d_{50}$  citados foram digitalizados e interpolados para a grade do domínio SEIV (Figura 12).

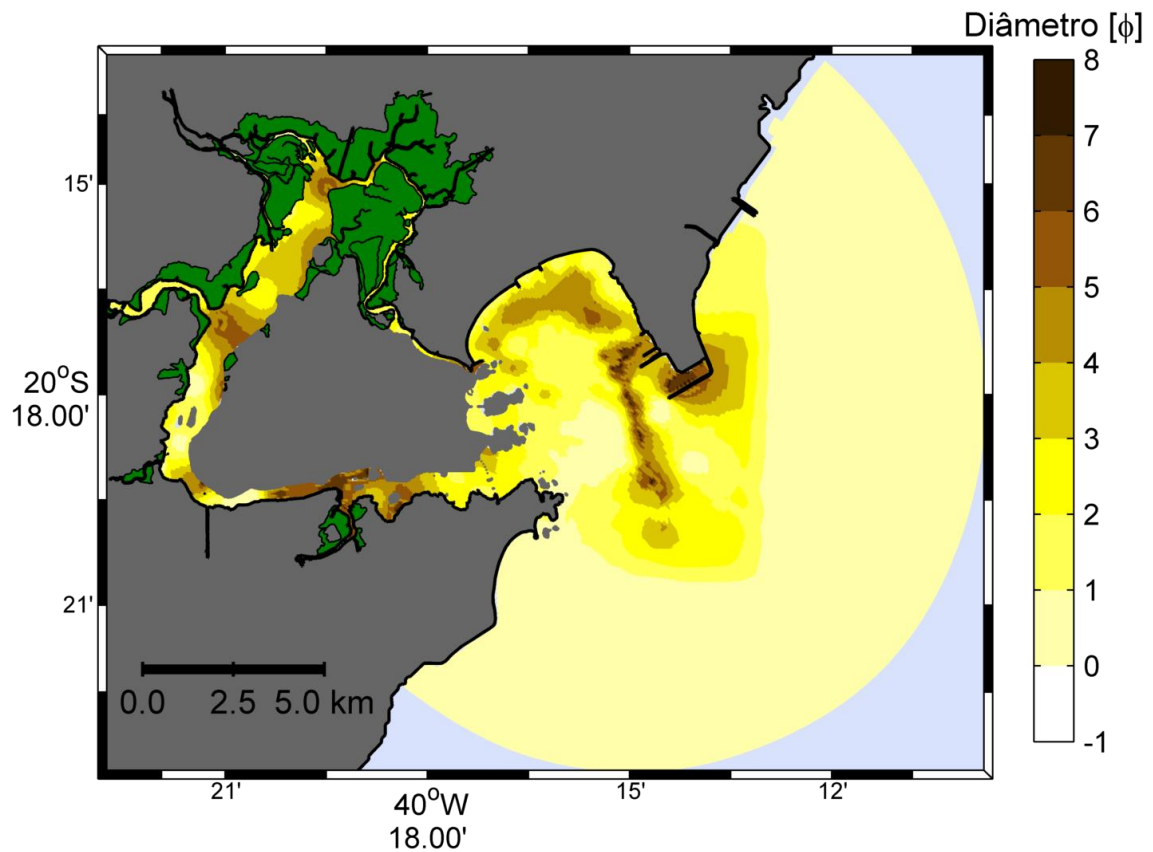


Figura 12 - Mapa da mediana da granulometria ( $d_{50}$ ) interpolada para a grade do domínio SEIV, com base nos dados de D'Agostini (2005) e Brant (2012). A área de mangue é representada em verde.

#### 4.3.2.2. Definição das frações de sedimentos definidas para as simulações

Com base nos valores de  $d_{50}$  presentes na região de estudo (Figura 12), sete (7) frações ( $l$ ) distintas foram definidas para as simulações (Tabela 3). As sete frações foram definidas com base na classificação da *American Geophysical Union* - AGU (LANE, 1947) do tamanho de grãos. O valor de  $d_{50}$  considerado para os cálculos no modelo corresponde ao valor médio do intervalo de valores da fração. Assim, na Figura 12 também é possível observar a distribuição espacial das sete frações consideradas.

Tabela 3- Definição das frações sedimento utilizadas no modelo de transporte de sedimentos. O valor de  $d_{50}$  considerado no modelo corresponde ao valor médio do intervalo de valores da fração.

Nome da fração	Milímetros	Micrometros	Phi ( $\phi$ )
Silte fino	0,016 a 0,008	16 a 8	6 a 7
Silte medio	0,031 a 0,016	31 a 16	5 a 6
Silte grosso	0,062 a 0,031	62 a 31	4 a 5
Areia muito fina	0,125 a 0,062	125 a 62	3 a 4
Areia fina	0,25 a 0,125	250 a 125	2 a 3
Areia media	0,5 a 0,25	500 a 250	1 a 2
Areia grossa	1 a 0,5	1000 a 500	0 a 1

#### 4.3.2.3. Definição dos parâmetros do modelo de transporte de sedimento para a região de estudo

A partir da distribuição de sedimentos não coesivos, parâmetros como a tensão crítica de erosão e deposição e velocidade de queda da partícula são calculados pelo modelo de van Rijn (1993), portanto esses parâmetros variam no espaço.

A partir da distribuição dos sedimentos coesivos ( $d_{50} \leq 0,063$  mm) definiu-se a distribuição espacial apenas da velocidade de queda da partícula, calculada como função da granulometria. Porém, a tensão crítica de erosão e deposição e a taxa de erosão dos sedimentos coesivos não são unicamente dependentes da granulometria e variam em função de variáveis diversas, como a porosidade do fundo, grau de consolidação do sedimento, teor de matéria orgânica e de areia e atividade biológica (*e.g.*, bioturbação) (VAN RIJN, 1993).

Segundo van Rijn (1993) os valores de tensão crítica de erosão, obtida por diversos pesquisadores, é maior que a tensão crítica de deposição, o que também é relatado por Clarke e Elliot (1998) e Lindsay *et al.* (1996). Não há na literatura uma formulação genérica e bem aceita para a tensão crítica de erosão e deposição ou para a taxa de erosão de sedimentos coesivos, sendo esses determinados a partir de medidas em laboratório ou em campo (*in situ*).

Em função da indisponibilidade de informações locais acerca desses parâmetros, a tensão crítica de erosão e deposição, e o parâmetro de erosão do modelo de Partheniades-Krone foram utilizados como parâmetros de calibração do modelo de transporte de sedimento.

A densidade específica e densidade de fundo seco das frações foram determinadas de acordo com o tipo de sedimento da fração, coesivo ou não coesivo, e com base nas características

locais do sedimento, relatados na literatura.

A densidade específica ( $\rho_s$ ) do quartzo e de minerais da argila é de aproximadamente 2650  $kg/m^3$ . E a densidade de fundo seco ( $\rho_{dry}$ ) é calculada como (VAN RIJN, 1993):

$$\rho_{dry} = (1 - p)\rho_s$$

onde,  $p$  é a porosidade do depósito sedimentar.

A porosidade do material sedimentado é comumente relacionada com seu histórico de deposição. A perda de compactação ocorre quando o sedimento que estava em suspensão assenta. Depósitos sedimentares naturais comumente são compostos por uma grande variedade de diâmetros diferentes, o que proporciona uma porosidade baixa, uma vez que os espaços entre sedimentos mais grossos são preenchidos pelos mais finos. Assim, a porosidade é função do grau de seleção do depósito.

Areias grossas mal selecionadas (vários diâmetros) possuem uma porosidade de cerca de 40%, enquanto, areias finas com maior grau de seleção apresentam uma porosidade de até 45% (VAN RIJN, 1993).

A partir dos resultados de D'Agostini (2005) é possível observar que a maior parte da Baía de Vitória apresenta um grau de seleção dos sedimentos entre mal a muito mal selecionados, com um maior grau de seleção restrito ao canal de acesso ao porto e Canal da Passagem.

Sedimentos coesivos apresentam maior porosidade que sedimentos não coesivos, podendo apresentar valores de porosidade de até 80% (VAN RIJN, 1993). Assim, a densidade de fundo seco de cada fração foi calculada com base no mapa do grau de seleção dos sedimentos de D'Agostini (2005) e no tipo de sedimento da fração. Para as frações de sedimento não coesivo considerou-se uma porosidade de 40% e para as frações de sedimento coesivo a porosidade considerada foi de 80% (Tabela 4).



Tabela 4 – Parâmetros utilizados no modelo de transporte de sedimento. Onde,  $p$  é porosidade.

Parâmetro	Descrição	Valor
$\rho_s$ [kg/m <sup>3</sup> ]	Densidade específica dos sedimentos	2650
$\rho_{dry}$ [kg/m <sup>3</sup> ]	Densidade de fundo seco para sedimentos coesivos ( $p=80\%$ )	530
$\rho_{dry}$ [kg/m <sup>3</sup> ]	Densidade de fundo seco para sedimentos não coesivos ( $p=40\%$ )	1590
$w_s$ [mm/s]	Velocidade de queda (sedimento coesivo)	0,096 a 1,8; com variação espacial.

#### 4.3.2.4. Condições iniciais e de contorno do domínio SEIV

Na definição da condição inicial de concentração de sedimento suspenso foram utilizados os valores de concentração fornecidos pelo IEMA para três períodos distintos: 27-29 de junho de 2013, 9-11 de outubro de 2012 e 5, 6 e 12 de junho de 2012. Para cada período foi disponibilizada uma medida de superfície e uma de fundo de concentração de sedimento suspenso em cada um dos 23 pontos de coleta (Figura 11) realizada na Baía de Vitória referente ao Monitoramento Ambiental das Obras de Dragagem de Aprofundamento e de Derrocagem do Canal de Acesso, Bacia de Evolução e Berços de Atracação do Porto de Vitória-ES (DTA/CODESA, 2013). Os valores médios referentes a cada ponto foram calculados e interpolados para a grade do domínio SEIV. Os valores variaram entre 8 e 31 mg/L. Sendo os valores divididos igualmente para as frações de silte.

Como condição de contorno na região oceânica foi fornecido o valor constante e uniforme ao longo de todo contorno de 6 mg/L, correspondente a uma medida realizada na área de bota fora da dragagem, próximo ao contorno aberto oceânico, em um dos dias abrangidos pelo período de simulação.

Para a condição de contorno dos tributários foram utilizados dados de transporte de sedimento medidos nos mesmos instantes das vazões, apresentadas anteriormente (Tabela 2). Os dados utilizados nos contorno abertos continentais, dos tributários da Baía de Vitória, para sedimento suspenso estão presentes na Tabela 5 e de carga de fundo na Tabela 6.

Os dados de descarga sólida em suspensão foram medidos a cada três horas cobrindo um ciclo de maré, sendo fornecida no contorno a média obtida das medidas.

Tabela 5- Descarga sólida em suspensão referente aos tributários considerados. Datas dos levantamentos indicadas na Tabela 6.

<b>Hora</b>	<b>Descarga sólida em suspensão (kg/s)</b>				
	<b>Aribiri</b>	<b>Bubu</b>	<b>Escravos</b>	<b>Marinho</b>	<b>Santa Maria</b>
0	0,038	0,021	0,006	1,09	0,126
3	0,05	0,007	0,022	0,453	0,202
6	0,018	0,008	0,004	-0,06	0,014
9	-0,047	0,005	-0,038	-0,087	-0,026
12	-0,042	0,022	0,006	0,737	0,097
Média	0,035	0,013	0,010	0,555	0,110

A descarga sólida de leito não foi considerada para o Canal dos Escravos, por esse ter sido representado como fonte pontual e não como um contorno aberto, abordagem utilizada por conta da resolução da grade. Os dados de descarga sólida de leito foram estimados a partir de uma armadilha de sedimento do tipo Halley-Smith para coleta de material arrastado junto ao leito. A amostragem foi realizada durante a maré vazante, sendo medida também a velocidade das correntes utilizadas para estimar a carga de fundo. O amostrador utilizado possui uma boca quadrada com área de  $0,076 \text{ m}^2$ .

Tabela 6- Dados de descarga sólida de leito fornecidos pelo IEMA para os tributários.

<b>Tributário</b>	<b>Acumulado armadilha (g)</b>	<b>Tempo de fundo (s)</b>	<b>Descarga sólida do material de leito (Kg/m s)</b>	<b>Velocidade média (m/s)</b>	<b>Data</b>
Aribiri	0,456	120	0,000005	0,2936	19/10/2012
Bubu	0,05	300	0,000002	0,1854	17/10/2012
Escravos	0,14	300	0,000006	0,1922	15/10/2012
Marinho	0,198	120	0,000022	0,315	16/10/2012
Santa Maria	0,223	120	0,000024	0,3189	18/10/2012

As porcentagens relativas a cada fração de sedimento consideradas no modelo foram definidas com base na composição do leito no local das medidas (Tabela 7) fornecidas pelo IEMA. A carga suspensa foi considerada como composta apenas pelas frações de sedimento coesivo (frações de silte) e a de fundo pelas frações de sedimento não coesivo (frações de areia).

Tabela 7- Composição do material de leito nos pontos de medidas das descargas dos tributários

Phi ( $\phi$ ) Fração	Composição relativa da massa do material de leito (%)						
	6 a 7 Silte fino	5 a 6 Silte médio	4 a 5 Silte grosso	3 a 4 Areia muito fina	2 a 3 Areia fina	1 a 2 Areia média	0 a 1 Areia grossa
Canal dos Escravos	4,2	1,21	1,88	6,77	29,47	56,47	
Rio Santa Maria da Vitória	15,21	3,08	2,06	27,64	30,41	9,39	12,21
Rio Bubu	7,59	2,52	3,11	30,61	20,68	17,95	17,54
Rio Marinho	12,89	5,15	4,63	2,18	5,35	21,07	48,73
Rio Aribiri	32,85	13,62	5,18	12	9,05	11,43	14,97

#### 4.3.3. Verificação do modelo de transporte de sedimentos

Na verificação do modelo de transporte de sedimentos, os resultados de concentração de sedimento suspenso foram comparados com os dados medidos na Baía de Vitória no ano de 2012.

Foram utilizados dados de concentração de sedimento suspenso cedidos pelo IEMA referentes aos 23 pontos de monitoramento na Baía de Vitória. Estas amostras realizadas ao longo da Baía de Vitória são pontuais e abrangem coletas de superfície e fundo para períodos distintos, sendo as medidas referentes ao período entre 9-11 de outubro de 2012 o conjunto de dados selecionados para verificação do modelo. Esse período foi selecionado por ser o mais próximo ao período de medidas das descargas do Rio Santa Maria da Vitória, principal tributário da Baía de Vitória.

#### 4.3.4. Experimento de sensibilidade da hidrodinâmica e transporte de sedimentos ao aprofundamento do canal estuarino

Para identificar os possíveis impactos de dragagens de aprofundamento do canal de acesso ao Porto de Vitória na hidrodinâmica e transporte sedimentar da Baía de Vitória, são simulados dois experimentos numéricos: (i) identificado como Referência, no qual a batimetria utilizada é referente a um período anterior ao projeto de dragagem do porto, obtida com base na carta náutica 1401 (CN 1401) com dados do canal de acesso ao porto referente aos anos de 2008-2009; e (ii) identificado como Aprofundado, no qual a batimetria do primeiro experimento é alterada para representar as cotas pretendidas no projeto de dragagem do Porto de Vitória, com base no projeto de dragagem de CODESA (2010). O período de simulação de cada experimento (~28 dias) é o mesmo utilizado na verificação do modelo de transporte de

sedimentos, abrangendo dois ciclos de sizígia/quadratura.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE E CALIBRAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO

A calibração do modelo hidrodinâmico em regiões costeiras, estuarinas e em águas interiores é frequentemente realizada com base na resolução espacial da grade numérica, passo de tempo, condições de contorno, rugosidade do fundo, viscosidade turbulenta, utilização do modelo no modo tridimensional (3D) ou bidimensional integrado na vertical (2DH) e representação do efeito de áreas com presença de vegetação, como mangue ou marisma (TOBÓN, 2002; GARCIA; GONÇALVES, 2011; HORSTMAN *et al.*, 2013; RIBAS, 2004).

A grade numérica utilizada possui uma resolução espacial na horizontal de cerca de 25x60 m na região correspondente ao local dos dados medidos. Um passo de tempo de 15 segundos foi utilizado, de forma a garantir valores de número de Courant em torno de 10 para todo domínio computacional, o qual possui resolução horizontal entre 14 e 270 m.

Uma segunda grade, com resolução variável entre 4 e 260 m foi também implementada e avaliada para a região de estudo (LACERDA *et al.*, 2015; CURBANI, 2016), e apesar dos resultados satisfatórios obtidos, essa não foi utilizada no presente trabalho devido ao aumento considerável no custo computacional, com impacto significativo em simulações 3D e de transporte de sedimento acoplado com a hidrodinâmica, como realizado.

Para a representação do efeito da vegetação de mangue na hidrodinâmica local foi utilizado um modelo de vegetação rígida (descrito em 4.2.2.4). Melhores resultados foram obtidos por outros autores com esse método, tanto em relação a outros modelos de vegetação, quanto ao uso de um valor de rugosidade de fundo adaptado (HORSTMAN *et al.*, 2013; HORSTMAN, 2014; LACERDA *et al.*, 2015).

Quanto à rugosidade de fundo, Nascimento (2013) avaliou a sensibilidade do modelo para diferentes valores de altura da rugosidade de fundo, para a mesma região de estudo, indicando que o modelo não foi sensível à variação do parâmetro no ponto de medida analisado. A sensibilidade do modelo à rugosidade de fundo não foi avaliada no presente trabalho, sendo que optou-se pelo uso do preditor de rugosidade de van Rijn (2007), que permitiu a

representação da variabilidade espacial do parâmetro.

Nascimento (2013) também comparou os resultados obtidos a partir de diferentes formas de fornecer condição de contorno de maré astronômica ao modelo hidrodinâmico. O aninhamento de grades (*downscaling*), utilizando dados de um modelo global de maré, semelhante ao realizado no presente trabalho, apresentou resultados tão satisfatórios quanto o fornecimento de dados obtidos a partir de medidas locais de elevação. Assim, em função das vantagens do uso do aninhamento de grades na imposição de informações no contorno, como a representação das variações espaciais das forçantes ao longo de todo contorno oceânico, optou-se por tal abordagem. Além disso, o uso de dados de modelos globais no contorno torna menos custosa a simulação, por não demandar a aquisição de dados em campo para as condições de contorno.

Dentre as principais forçantes que atuam em um sistema costeiro tem-se: a maré e a circulação induzida por vento e por gradiente de densidade (LE HIR *et al.*, 2000). A representação dessas forçantes no modelo é avaliada na seção 5.1.2.

A maré pode ser dividida em astronômica e meteorológica, sendo a maré meteorológica frequentemente definida como a diferença entre a maré observada e a maré astronômica (PUGH, 1987).

As forçantes meteorológicas atuam no oceano por meio de gradientes de pressão atmosférica e da troca de *momentum* por meio da tensão de cisalhamento na superfície oceânica induzida pelo vento, o que pode induzir variações de larga-escala na elevação da superfície do oceano (maré meteorológica). Podem gerar correntes de maneira direta (transferência local de *momentum*) e indireta (maré meteorológica), que influenciam no escoamento estuarino mesmo em regiões dominadas por maré. Além disso, ondas de gravidade induzidas por ventos locais podem ser geradas em regiões estuarinas, porém essa forçante não foi considerada no estudo, já que, normalmente, ondas de gravidade não são tão significativas quanto a maré para a hidrodinâmica e transporte de sedimentos na Baía de Vitória, como indicado pelos resultados de Neves *et al.* (2012).

A circulação induzida por gradientes de densidade representada no modelo é função dos gradientes horizontais (modelo 2DH) e verticais (3D) de temperatura e salinidade, uma vez que são as únicas variáveis consideradas no cálculo da densidade. Por isso será tratada como forçante termohalina (5.1.2).

### 5.1.1. Rugosidade de fundo

Para garantir uma boa representação da rugosidade de fundo, o preditor de rugosidade de van Rijn (2007) foi utilizado no presente trabalho, conforme descrito em 4.2.2.3. A partir desse preditor foram obtidos valores de coeficiente de rugosidade de Manning entre  $\sim 0.013$  e  $0.025 \text{ m}^{1/3}\text{s}$  (Figura 13) para a região de estudo. Assim, os valores obtidos variaram em torno de  $0.02 \text{ m}^{1/3}\text{s}$ , valor frequentemente utilizado para regiões estuarinas, como utilizado por Rigo (2004) como um valor fixo para toda região de estudo (SEIV).

O preditor de rugosidade utilizado permitiu a representação da variação espacial e temporal da rugosidade do fundo, o que contribui na representação das variabilidades espaciais do escoamento, como obtido por Swinkels *et al.* (2012).

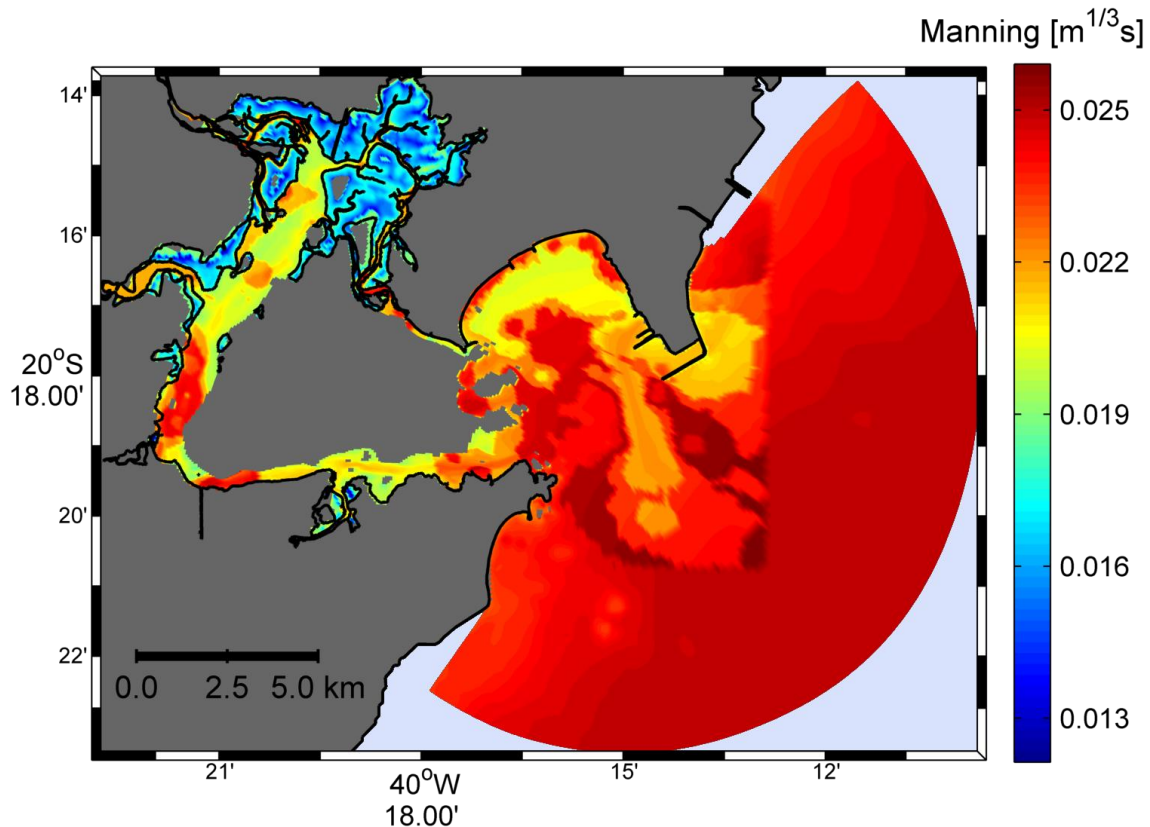


Figura 13: Coeficiente de rugosidade de Manning calculado em uma estufa de preamar de sizígia.

A partir da Figura 13 é possível observar menores valores de rugosidade na região de mangue da área de estudo. Os menores valores de rugosidade são função do menor diâmetro do sedimento local e as magnitudes são condizentes com o obtido por Horstman *et al.* (2013) em medidas realizadas em regiões de mangue na província de Trang, Tailândia. Os valores obtidos pelos autores variaram entre 0,01 e 0,04.

Apesar dos valores menores de rugosidade, a resistência ao escoamento na região de mangue é representada pelo modelo de vegetação. Isso pode garantir uma melhor representatividade das tensões de cisalhamento na região (LACERDA *et al.*, 2015), evitando uma sobrestimação por um valor de rugosidade adaptado para representar a resistência imposta pela vegetação. Assim, evita-se também uma sobrestimação do transporte de sedimentos nesses locais.

### 5.1.2. Forçantes atmosféricas e termohalinas

A representação das forçantes atmosféricas e termohalinas no modelo hidrodinâmico foi avaliada com base em séries temporais de medidas de corrente e elevação. Cinco experimentos (WL, WWL, TS, W, 2DH) foram realizados, onde diferentes configurações foram utilizadas nos contornos (Tabela 8). Nesses cinco experimentos as simulações são realizadas no modo 2DH, sendo um sexto experimento realizado com as mesmas configurações do experimento identificado como 2DH, porém, no modo 3D.

Tabela 8: Descrição dos experimentos realizados.

Experimento	Descrição	
	Resumida	Completa
WL	Maré astronômica	i)
WWL	Maré (astronômica e meteorológica)	ii)
TS	Maré, temperatura e salinidade	ii)
W	Maré, vento e pressão atmosférica	iv)
2DH	Maré, temperatura, salinidade, vento e pressão atmosférica	v)
3D	Maré, temperatura, salinidade, vento e pressão atmosférica; discretização vertical de 10 camadas sigma	vi)

- i) No experimento identificado como WL foram utilizados apenas dados de maré astronômica em todos os domínios. Sendo esse o único experimento em que nos domínios L1 a L3 não foram considerados campos de pressão atmosférica e vento. Por isso, este é o único experimento em que as séries de elevação utilizadas no contorno aberto do domínio SEIV são unicamente função da maré astronômica.
- ii) Apesar de serem consideradas forçantes atmosféricas nos domínios L1 a L3, no experimento WWL apenas a maré (astronômica e meteorológica) é considerada no contorno aberto oceânico do domínio SEIV.
- iii) Dados de maré, temperatura e salinidade são considerados no domínio SEIV no experimento identificado como TS, onde a hidrodinâmica 2DH é resolvida incluindo os efeitos do gradiente de densidade devido à temperatura e salinidade.

Neste experimento não são consideradas forçantes atmosféricas.

- iv) Maré e campos de pressão atmosférica e de vento são considerados no domínio SEIV no experimento W, não sendo considerados dados de temperatura e salinidade.
- v) No experimento identificado como 2DH, as forçantes termohalinas e atmosféricas são consideradas no modelo.
- vi) Um sexto experimento (3D) foi realizado onde as mesmas configurações do 2DH são utilizadas, porém, com uma discretização vertical de dez (10) camadas sigma, com maior refinamento na superfície e no fundo, sendo o único domínio simulado no modo baroclínico.

Os resultados das comparações dos experimentos com os dados medidos de elevação e corrente referentes ao ano de 1999, na região da Terceira Ponte (corrente) e do Porto de Tubarão (elevação) estão resumidos na Tabela 9. A localização das estações de medidas estão indicadas na Figura 14

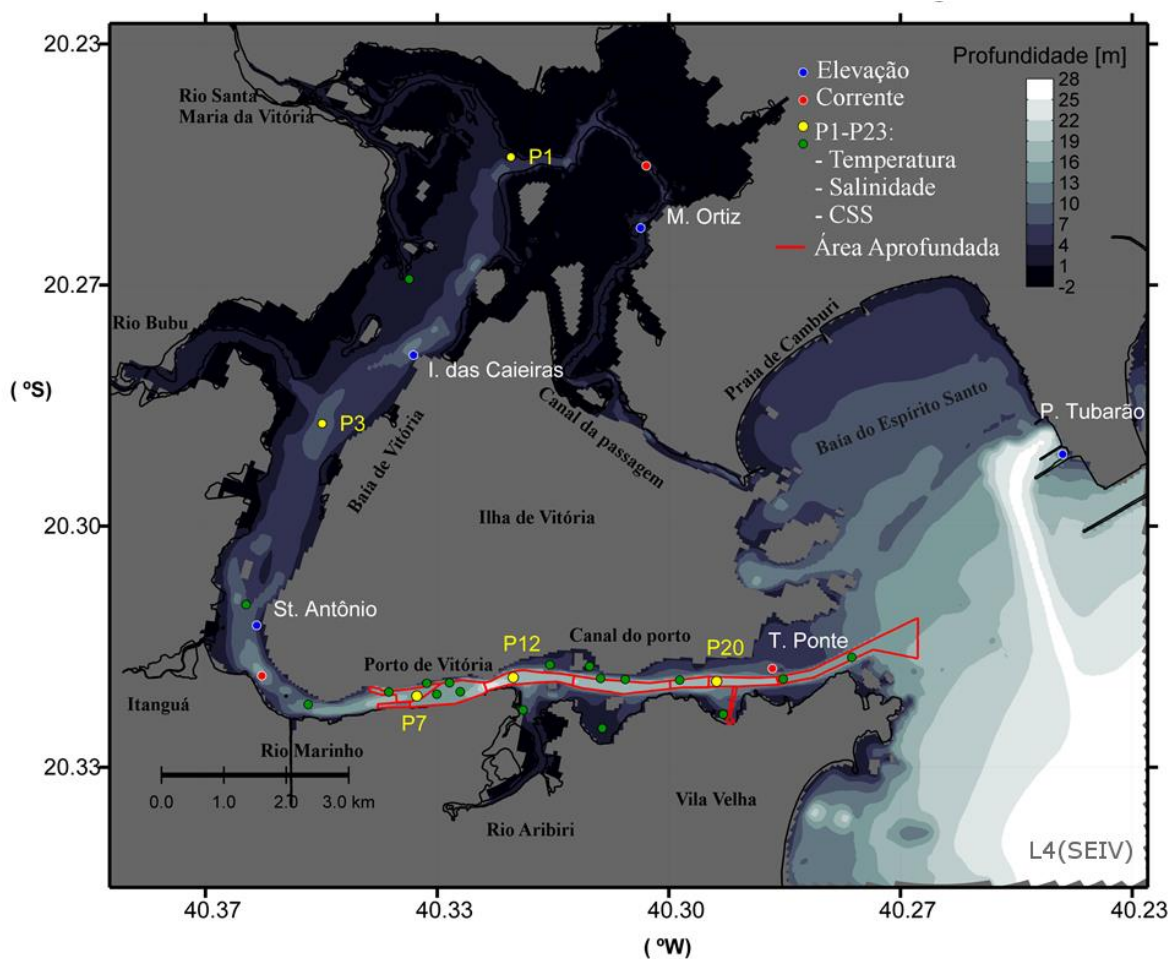


Figura 14 – Região de estudo com os pontos com os pontos referentes aos dados medidos indicados e área



aprofundada do canal delimitada.

Tabela 9: Verificação dos experimentos realizados para avaliar a representação das forçantes atmosféricas e termohalinas. DAV= integrado na vertical; e 50% =meia água, camada 5.

Estação	Experimento	Id ou IAS	MAE (S.I.)	RMS (S.I.)	r	Bias (S.I.)	
Porto de Tubarão (Elevação)	WL	0,9873	0,0682	0,0823	0,9811	0,0411	
	WWL	0,9935	0,0468	0,0598	0,9882	0,0174	
	TS	0,9935	0,0469	0,0598	0,9881	0,0166	
	W	0,9935	0,0466	0,0596	0,9883	0,0176	
	2DH	0,9934	0,0471	0,0604	0,9881	0,0186	
	3D	0,9935	0,0462	0,0594	0,9883	0,0160	
Terceira Ponte (Corrente)	WL	0,8968	0,0663	0,0844	0,8081	-0,0052	
	WWL	0,8897	0,0682	0,0873	0,7942	0,0009	
	TS	0,8908	0,0676	0,0869	0,7962	0,0014	
	W	0,8893	0,0683	0,0874	0,7935	0,0016	
	2DH	0,8886	0,0690	0,0881	0,7925	-0,0005	
	3D	DAV	0,8972	0,0658	0,0832	0,8097	-0,0075
		50%	0,8929	0,0681	0,0867	0,8009	0,0033

#### 5.1.2.1. Verificação dos resultados obtidos com os dados de campo

De forma geral as simulações representaram de forma satisfatória o padrão local de elevações e correntes, como indicado pelos valores de IAS que estiveram próximos de 1, com valores de cerca de 0,99 para elevação e 0,89 para correntes.

Os resultados da validação da elevação apresentaram elevados valores de correlação ( $r$ , ~0,99) e valores pequenos de MAE, de ~0,047 m, onde o MAE representa cerca de 6% das máximas amplitudes (maior distância entre o nível médio e a elevação da superfície durante a preamar ou baixa-mar) da elevação medida, que estiveram em torno de 0,8m.

Os resultados da validação de corrente apresentaram valores de correlação de ~0,8 e de MAE de ~0,07 m/s. Os maiores valores de magnitude da velocidade medidos variaram em torno de 0,4 m/s, assim, o MAE obtido representa cerca de 17% dessas velocidades, e 10% das maiores velocidades registradas, que ocorreram durante a sizígia em momentos de vazante, com valores de até 0,7 m/s.

O IAS obtido para elevação (0,993) é semelhante ao obtido por Li e Reidenbach (2014) para

simulações realizadas na região costeira próxima ao arquipélago de Bocas del Toro, no mar do Caribe, com o melhor resultado de IAS para elevação de 0,937, e por Nascimento (2013) que obteve um máximo de 0,981, para o mesmo local do presente trabalho.

Os resultados obtidos para elevação, com um MAE de 0,047, foram similares ao obtidos por outros autores, como Nascimento *et al.* (2013) que obteve erros máximos em torno de 0,06 m na preamar e 0,09 m na baixa-mar, o que corrobora a classificação dos resultados obtidos para elevação como satisfatórios.

A partir da Figura 15 é possível observar que para a maior parte do período simulado as correntes simuladas se aproximaram dos dados medidos tanto em fase quanto em magnitude. Os maiores erros são observados no período de quadratura, em torno do dia 08/04.

Apesar dos resultados representarem o padrão local de dominância de vazante das correntes (GARONCE; QUARESMA, 2014; NEVES *et al.*, 2012, RIGO, 2004), com as maiores velocidades na maré ocorrendo durante vazante (Figura 15), a inversão de dominância que ocorre na quadratura, indicada pelos dados medidos e relatada pelos autores, não foi tão bem representada pelo modelo. Isso pode estar associado com as aproximações realizadas para a representação da topografia da região entre marés na área de manguezal, com a qualidade dos dados utilizados na representação dos tributários e com a não representação da circulação tridimensional induzida pelo gradiente de densidade no estuário. Características locais como a declividade das áreas entre marés podem ser primordiais na determinação do tipo de assimetria do estuário, como observado por Aucan e Ridd (2000).

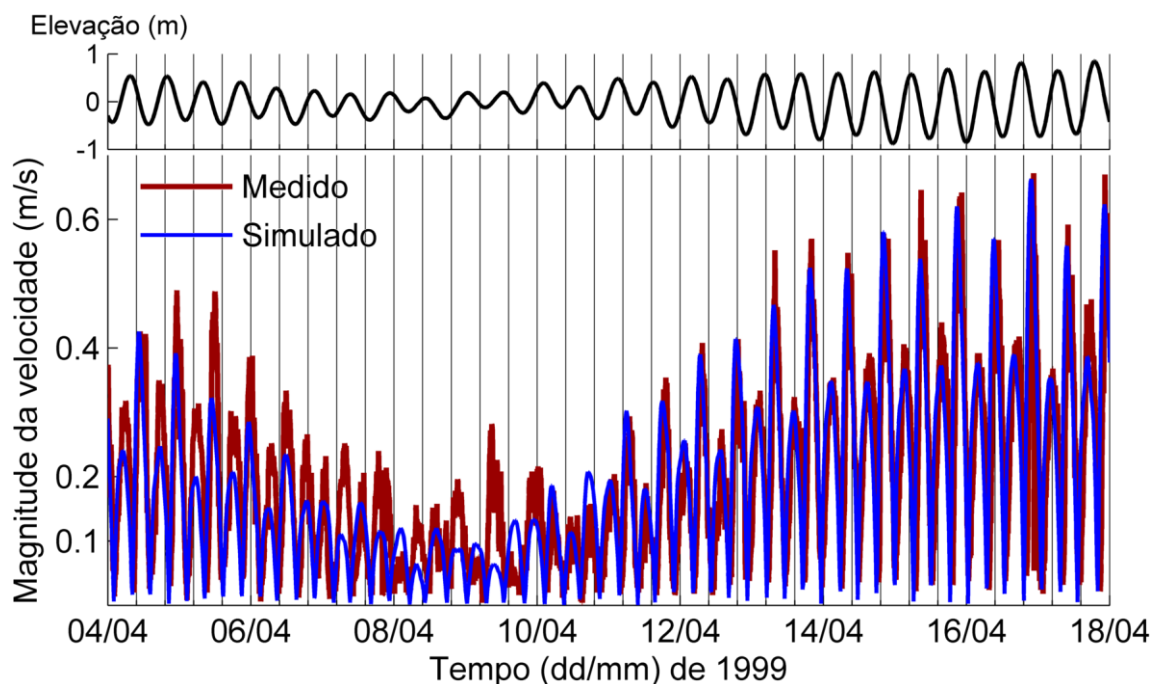


Figura 15 – Magnitude da velocidade na terceira ponte, em vermelho (medido) e em azul (modelado, caso 2DH). Na parte superior, em preto, série de elevação modelada.

Os resultados de IAS obtidos para a magnitude da velocidade ( $0,889 - 2DH$ ) esteve dentro do intervalo de valores obtidos durante a calibração de um modelo hidrodinâmico local por Nascimento (2013), que obteve valores entre  $0,791-0,949$ .

De maneira similar, o resultado de RMS obtido para a magnitude da velocidade ( $0,088 \text{ m/s} - 2DH$ ) esteve próximo ao intervalo de valores obtidos por Barth *et al.* (2008) na comparação de diferentes configurações de um modelo regional com dados de campo, onde o autor obteve valores de RMS entre  $0,035-0,099 \text{ m/s}$ .

Os melhores resultados obtidos por Nascimento (2013) podem estar relacionados aos dados utilizados no contorno aberto oceânico. Os resultados desse autor que mais se aproximaram dos dados medidos foram obtidos a partir de dados medidos e de harmônicos do modelo global de maré FES2004 (*Finite Element Solution*). O modelo FES2004 (LYARD *et al.*, 2006) possui uma maior resolução espacial que o TPXO 7.2 (modelo utilizado),  $1/8^\circ$  e  $1/4^\circ$ , respectivamente, e conta com mais harmônicos de maré (Msqm, Mtm), além de possuir diversas diferenças na metodologia do modelo para obtenção dos harmônicos. Assim, o modelo global de maré utilizado na definição dos dados de elevação no contorno do modelo hidrodinâmico pode estar relacionado com os melhores resultados para as correntes obtidos por Nascimento (2013). Porém, não há na literatura um consenso do modelo global de maré mais adequado para se utilizar para regiões costeiras ou estuarinas, ou um estudo local que

tenha avaliado tal questão.

#### **5.1.2.2. Avaliação da sensibilidade às forçantes consideradas**

O caso WL apresentou os maiores erros em relação aos dados medidos de elevação, com o maior valor de MAE e menor de IAS, sendo esse o único caso em que as forçantes atmosféricas não foram consideradas nos domínios maiores (L1-L3). Esses resultados indicam que a inclusão dos gradientes horizontais de pressão e de vento nos domínios maiores resultou em uma melhor representação da série de elevação no ponto analisado. A não inclusão dessas forçantes resultou em um aumento de cerca de 30% na média das diferenças entre a elevação medida e modelada, como observado a partir dos valores de MAE (Tabela 9).

Já os resultados de correlação ( $r$ ) foram menos afetados. A representação da maré meteorológica resultou em melhores resultados da amplitude da maré local, porém, a correlação ( $r$ ) está mais associada à fase da maré e não foi tão alterada por ser modulada pela maré astronômica em uma frequência muito superior a da maré meteorológica local (Figura 16).

Essa redução nas diferenças entre os resultados medidos e modelados de elevação na região do Porto de Tubarão (Baía do Espírito Santo) não foi observada nos resultados de corrente na Terceira Ponte (Baía de Vitória), o que é indicado pelos melhores resultados do experimento WL em relação aos demais (Tabela 9). Com a inclusão das forçantes atmosféricas nos casos simulados houve um aumento do erro médio da magnitude da velocidade simulada em torno de 3%, como indicado pelos resultados de MAE para os casos WWL e W, onde o valor aumentou em 2,9% e 3%, respectivamente.

Para verificar se estas diferenças estavam associadas aos locais diferentes de medições, em função de uma variação horizontal da influência da forçante, a série de nível médio do mar foi comparada para diversos pontos da Baía de Vitória, incluindo o da Terceira Ponte e do Porto de Tubarão (Figura 16).

O nível médio do mar foi calculado a partir do filtro de Godin de 71 pesos (GODIN, 1972), baseado na aplicação de três médias móveis sucessivas (24h, 25h, 25h). Esse filtro foi escolhido devido a fácil implementação e qualidade satisfatória do resultado. Assim, a série de elevação é filtrada de modo a remover variabilidades de curto período como as componentes diurnas, semidiurnas e terdiurnas da maré astronômica.

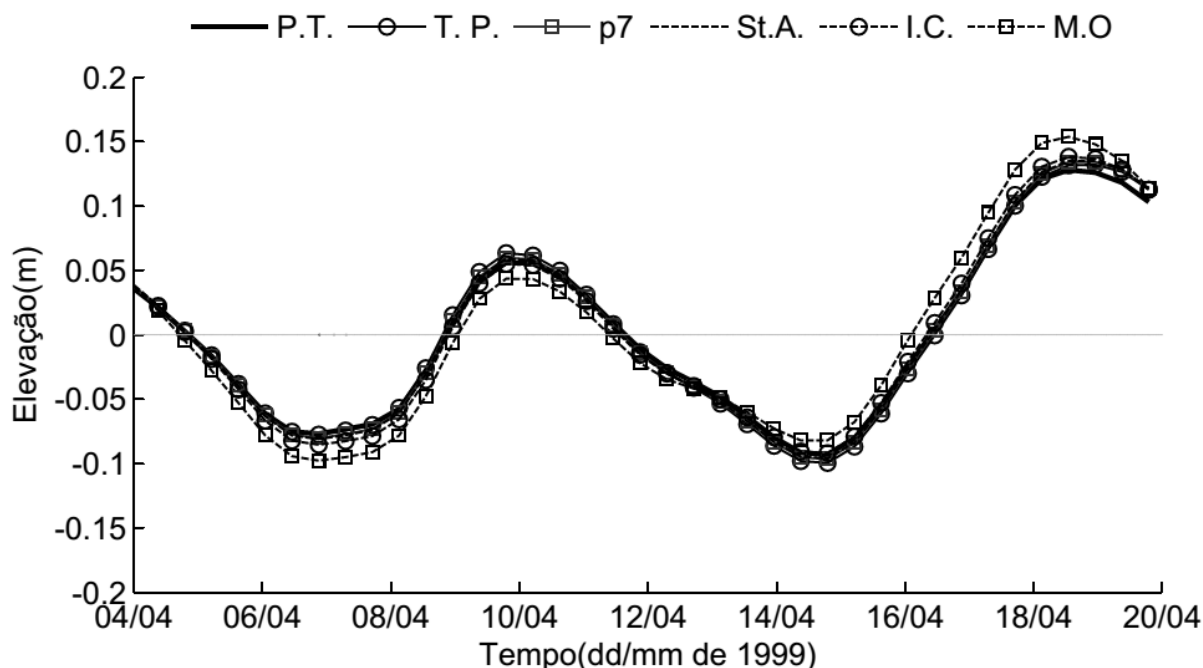


Figura 16: Oscilação do nível médio do mar em diferentes locais na região de estudo: Porto de Tubarão (P.T.), Terceira Ponte (T.P.), p7 (Porto de Vitória), Santo Antônio (St.A.), Ilha das Caieiras (I.C.) e Maria Ortiz (M.O.).

Os resultados indicam uma covariação do nível médio do mar desde a BES (P.T) até o interior da BV, indicado pelas séries dos diferentes pontos comparados (Figura 16) e uma diferença pequena na amplitude ao longo da região foi observada. Isso sugere que o aumento dos erros obtidos para a magnitude da velocidade na Terceira Ponte, citada anteriormente, não está associado a uma má representação local da maré meteorológica.

As amplitudes do nível médio do mar obtidas foram pequenas em relação ao observado por outros autores para diferentes locais da costa do Brasil e Argentina (CAMARGO *et al.*, 2002), onde valores de amplitude de até 50 cm foram observados em Punta del Leste. As menores amplitudes obtidas se deve à não atuação efetiva de sistemas frontais na região do SEIV no período simulado, e do posicionamento da região de estudo, que se encontra afastada do litoral do Uruguai e da Argentina, onde há intensa atuação de sistemas meteorológicos (CAMARGO *et al.*, 2002).

Os resultados mostram uma amplitude máxima positiva de 15 cm para o período estudado, o que se encontra na faixa normal para a região. Nunes (2007) observou valores médios de cerca de 10 cm a partir de medidas realizadas no Porto de Tubarão para o período entre 2000 e 2007, quando as amplitudes observadas foram de até -63 cm. O que reforça a importância local de se considerar a forçante meteorológica nas simulações.

Como o impacto das forçantes atmosféricas nas elevações representou uma melhoria de 31% nos resultados, e um aumento no erro das velocidades foi em torno de 3%, os resultados sugerem que o aninhamento das velocidades e elevações dos domínios maiores, considerando as forçantes atmosféricas nesses domínios, resultou em um melhor desempenho do modelo.

Na Figura 17 as variabilidades do nível médio do mar medido (Medido filtrado) e modelado (W filtrado) são comparadas, onde se observa que o modelo representou de maneira satisfatória a fase e a amplitude das perturbações do nível médio do mar para a maior parte do período comparado.

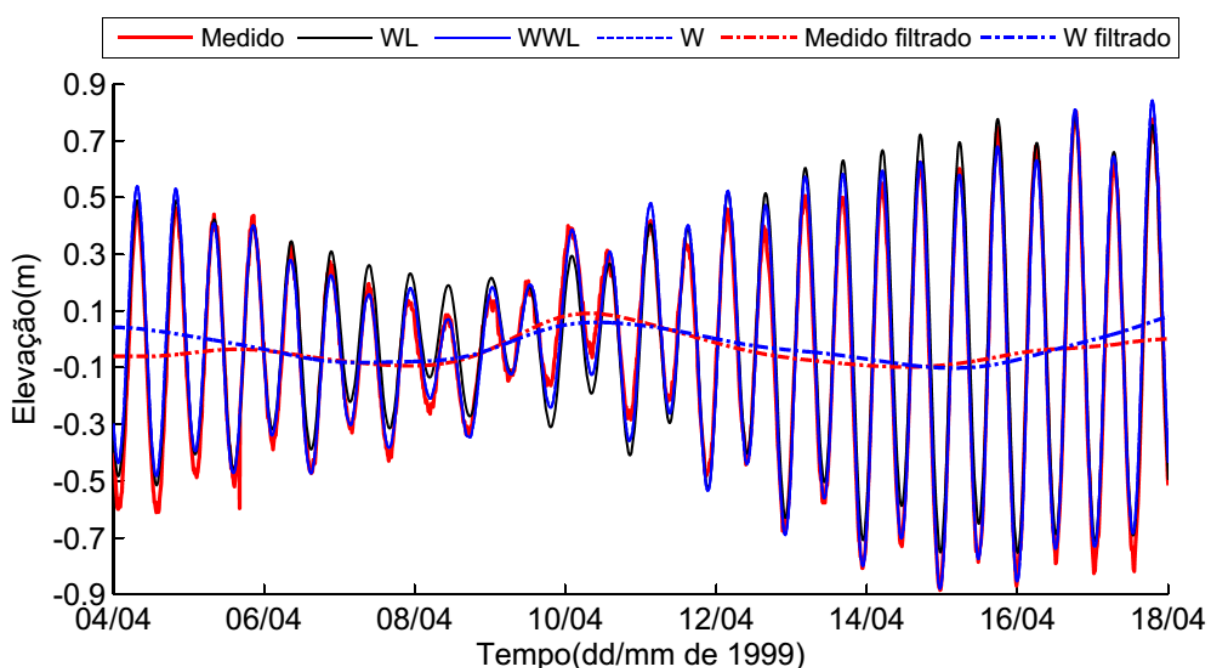


Figura 17: Comparação entre as oscilações do nível do mar medido (Medido) e simulado (WL, WWL, W) na região da Terceira Ponte, e do nível médio do mar medido (Medido filtrado) e simulado (W filtrado), extraído do caso W.

O domínio SEIV demonstrou pouca sensibilidade, nos pontos analisados, à representação das forçantes atmosféricas no próprio domínio, o que é indicado pelas pequenas diferenças entre os parâmetros calculados para os casos W e WWL, para elevação e corrente (Tabela 9, Figura 17). Porém, essas pequenas diferenças obtidas podem estar relacionadas com a baixa resolução espacial dos dados utilizados na representação da influência do escoamento atmosférico na hidrodinâmica do domínio SEIV.

Para uma melhor representação das forçantes locais, as variabilidades de vento e pressão devem ser consideradas em uma maior resolução espacial (centenas de metros), o que não se encontrava disponível para a região. Essa hipótese é condizente com o obtido por Camargo *et*

*al.*(2002), que relatam melhores resultados na representação da maré meteorológica no modelo hidrodinâmico com o uso de dados atmosféricos de mesoescala ( $10^1$  km) em relação ao uso de dados de escala sinótica ( $10^2$  km), como utilizados no presente trabalho. Além disso, o estudo detalhado da influência do escoamento atmosférico local na circulação estuarina da Baía de Vitória demanda uma metodologia mais adequada à tal objetivo, como a análise de sensibilidade de um modelo 3D, dados de elevada resolução e diferentes cenários, o que se encontra além dos objetivos do presente trabalho.

A representação de correntes de densidade no modelo 2DH, representada pelo experimento TS, também resultou em pequenas diferenças nos resultados dos parâmetros calculados, indicando uma pequena melhoria de ~1% no MAE das correntes.

A representação dos gradientes termohalinos no modelo foi avaliada com dados de temperatura e salinidade medidos ao longo da Baía de Vitória (Figura 18, Figura 19). Não foi possível uma comparação quantitativa dos dados simulados de temperatura e salinidade, com todos os parâmetros utilizados anteriormente, devido à indisponibilidade de séries temporais nos pontos avaliados.

A salinidade e temperatura foram representadas de maneira satisfatória ao longo da Baía de Vitória (Figura 18, Figura 19). A média do erro absoluto, obtida a partir das diferenças entre o simulado e a média de superfície e fundo dos dados medidos em cada ponto, foi de 2,4 para salinidade e de  $0,92^{\circ}\text{C}$  para temperatura.

Dentre tantos fatores relevantes para as diferenças obtidas entre os resultados simulados e medidos de salinidade e temperatura, destacam-se: i) ausência de informações para o período simulado a respeito dos tributários e galerias pluviais que desaguam ao longo da baía; ii) não calibração dos números de Stanton ( $c_h$ ) e de Dalton ( $c_e$ ) no modelo de fluxo de calor. O que é indicado pelas maiores diferenças de salinidade observadas para os pontos de 8-11 (Figura 18, Figura 19), região em que há presença de aporte de galerias de drenagem pluvial não consideradas nas simulações (DE JESUS *et al.*, 2004); bem como pelas maiores diferenças observadas nos pontos 12-18 (Figura 18, Figura 19) para a temperatura, que estão sob influência do Rio Aribiri e de galerias pluviais.

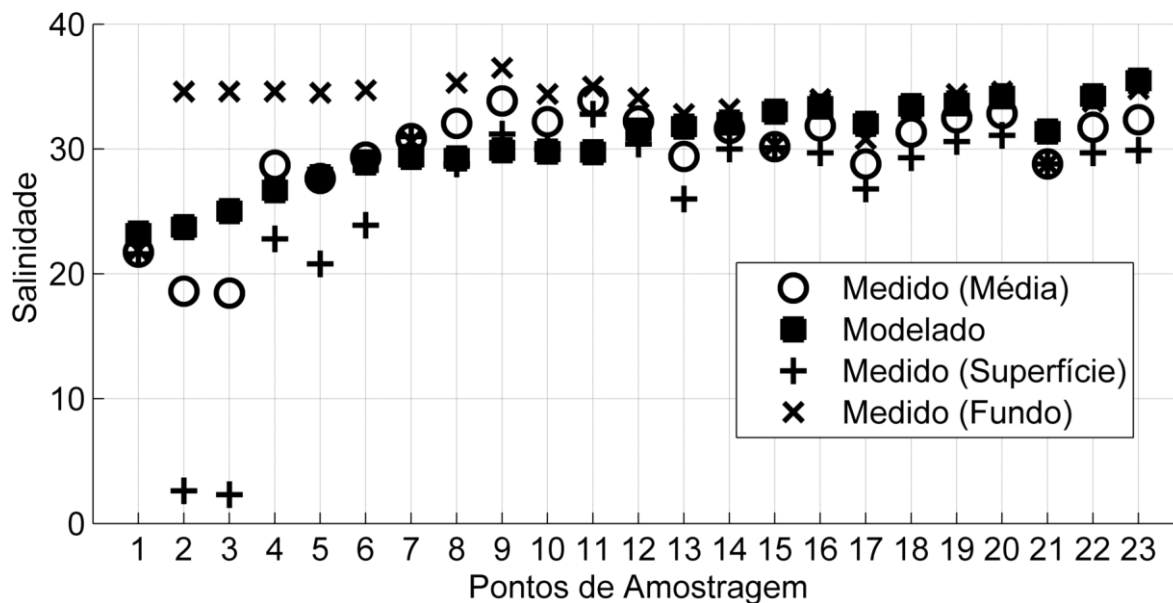


Figura 18: Comparação entre os dados de salinidade medido e modelado para os vinte e três pontos de amostragem na Baía de Vitória. Valores referentes a diferentes instantes entre 9-11 de outubro de 2012.

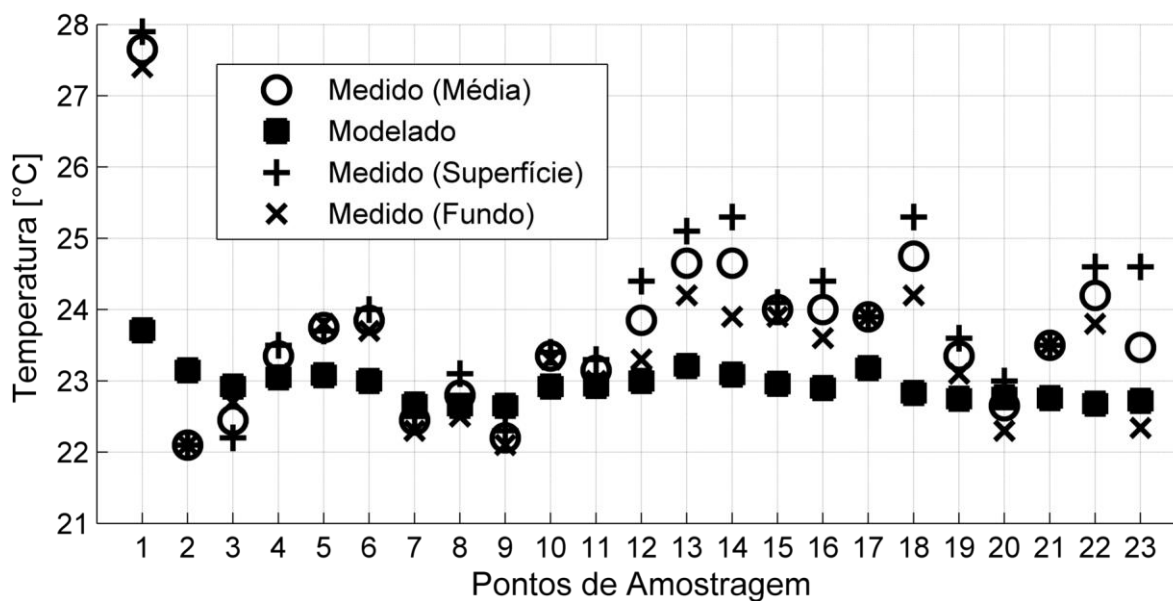


Figura 19: Comparação entre os dados de temperatura medido e modelado para os vinte e três pontos de amostragem na Baía de Vitória. Valores referentes a diferentes instantes entre 9-11 de outubro de 2012.

A avaliação da sensibilidade do modelo às forçantes consideradas sugere que a forçante mais determinante para as elevações e velocidades de corrente na Baía de vitória é a maré astronômica.

Com relação às elevações, a representação da maré meteorológica no modelo permitiu uma redução de 31% no erro calculado para as elevações modeladas. A simulação tridimensional



quando comparada à bidimensional (2DH), considerando todas as forçantes, resultou em uma melhoria nos resultados de elevação de 2% e de correntes de 5%.

Assim, foi possível observar que a principal forçante capaz de alterar os padrões de elevação, predominantemente induzidos pela maré astronômica, é a maré meteorológica.

Já com relação à magnitude das velocidades na Baía de Vitória, o alagamento e secamento da região de manguezal parece ser o fator secundário de maior impacto no padrão local de correntes (LACERDA *et al.*, 2015; RIGO; CHACALTANA, 2006).

Lacerda *et al.* (2015) relatam um aumento de 30% no erro médio das magnitudes (MAE) simuladas na Terceira Ponte quando a região de mangue (topografia e presença da vegetação) é desconsiderada das simulações. O que é condizente com os resultados obtidos por Rigo e Chacaltana (2006), em experimento similar, onde os autores observaram uma redução na magnitude das velocidades de até 50%, quando não se considerou a região de mangue nas simulações, o que foi associado com o enfraquecimento da dominância de vazante.

### 5.1.3. Validação das elevações e correntes simuladas

Os resultados obtidos a partir do caso 2DH foram utilizados para a validação do modelo hidrodinâmico para o ano de 2002 (Tabela 10). A localização das estações da Tabela 10 é indicada na Figura 14, onde as estações de corrente estão em vermelho e de elevação em azul.

Tabela 10 – Validação do modelo hidrodinâmico com medidas realizadas durante o ano de 2002

Variável	Estação	Id (IAS)	MAE (S.I.)	RMS (S.I.)	r	BIAS (S.I.)
Elevação	S. Antônio	0,96757	0,072649	0,085645	0,93986	-0,0157
	Caieiras	0,81694	0,20604	0,2898	0,72575	-0,0096
	M. Ortiz	0,97523	0,10535	0,13298	0,95548	-0,0086
Corrente	S. Antônio	0,7449	0,0887	0,1159	0,5575	0,0143
	M. Ortiz	0,78016	0,086303	0,12094	0,86461	-0,0728

A partir dos resultados de IAS é possível observar que o modelo apresentou resultados satisfatórios tanto para velocidade quanto para a elevação. Porém, de forma geral, os

resultados indicam maiores diferenças em relação aos dados medidos que obtidos anteriormente para a região da Terceira Ponte (corrente) e Porto de Tubarão (elevação), de maneira similar ao obtido por Rigo (2004). Isso pode estar associado a uma maior complexidade da hidrodinâmica no interior da Baía de Vitória (St. Antônio) e no Canal da Passagem (M. Ortiz e Caieiras), com uma maior dependência da influência das áreas de mangue, das descargas dos tributários e da circulação lateral que se forma sobre as regiões mais rasas próximo às bordas dos canais. Estes locais de menores profundidades, próximos às margens dos canais, apresentam elevados gradientes de profundidade, o que, em alguns casos, não é bem representado pela resolução horizontal da grade. Esse último ponto parece ser uma das razões para os maiores erros obtidos para as correntes comparadas no ponto S. Antônio, tanto em relação a M. Ortiz, quanto em relação à Terceira Ponte.

## 5.2. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE E CALIBRAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

A análise de sensibilidade do modelo de transporte de sedimentos foi realizado com base nos parâmetros presentes na Tabela 11. Apenas dados medidos de concentração de sedimentos suspensos encontravam-se disponíveis para o período analisado. Os dados medidos foram disponibilizados para 23 pontos na Baía de Vitória, sendo as medidas de CSS instantâneas medidas entre 9 e 11 de outubro de 2012. Com base na composição do fundo da Baía de Vitória, onde ocorre ampla presença de silte, e velocidades do escoamento na baía, espera-se que a maior parte do transporte de sedimento suspenso na Baía de Vitória seja de sedimentos com diâmetros no intervalo de granulometria dos siltes. Assim, os parâmetros do modelo de transporte de sedimentos coesivos, formulação de Partheniades-Krone, foram avaliados na análise de sensibilidade e calibração realizada.

Os resultados obtidos a partir dos parâmetros selecionados na calibração indicam que no caso simulado (17/09/2012 – 16/10/2012, 2 ciclos sizígia/quadratura) menos de 0,1% do sedimento transportado através da desembocadura da Baía de Vitória se dá como carga de fundo, e dos mais de 99,9% transportados como carga suspensa, cerca de 98% encontravam-se na faixa dos siltes, o que corrobora o esperado em função da composição do fundo e magnitude das velocidades.

Além da comparação dos resultados simulados com os dados de medidas dos 23 pontos utilizados na calibração do modelo, para a análise de sensibilidade os resultados foram

avaliados para cinco pontos ao longo da Baía de Vitória (Figura 14, pontos em amarelo): P1, que se encontra em frente ao encontro do Canal dos Escravos e Canal da Passagem com a Baía de Vitória; P3, que se encontra em frente ao Rio Bubu, no canal estuarino; P7, na região do Porto de Vitória; P12, logo após o Porto de Vitória e em frente ao Rio Aribiri; e P20 que se encontra na região da desembocadura da Baía de Vitória.

Tabela 11 - Análise de sensibilidade dos parâmetros de calibração do modelo de transporte de sedimentos do modelo SEIV. A concentração de sedimentos suspensos (CSS) foi analisada para os pontos 1, 3, 7, 12 e 20, nos mesmos instantes em que foram realizadas medidas nos pontos, valores medidos em superfície e fundo nos pontos são apresentados logo abaixo (s|f). A sensibilidade foi avaliada em função da máxima diferença entre os resultados obtidos na calibração do parâmetro. O MAE foi calculado com base em todos os 23 pontos.

Parâmetro	Descrição	intervalo estudado	Impacto										Valor escolhido	Ref.
			CSS (mg/L):											
			P1		P3		P7		P12		P20			
17	25	4,2	6,6	6	17	12	10	4,4	3,3					
$\tau_{cr,e}$ e $\tau_{cr,d}$ *	Tensão crítica de erosão e deposição	0,05 a 0,08 $N/m^2$	0,02		0,02		0,88		2,66		0,21	0,73	0,05 $N/m^2$	1,2,3
$\tau_{cr,d}$ **	Tensão crítica de deposição	0,01 a 0,05 $N/m^2$	0,12		0,35		4,47		3,29		1,37	2,44	0,01 $N/m^2$	3,4,5,6
$M$ ***	Parâmetro de erosão	5 x 10-6 a 5 x 10-4 $kg/m^2/s$	0,1		0,27		13,99		80,82		3,11	2,50	5x10-6 $kg/m^2/s$	2,7,8

\*M fixo em 5 x 10<sup>-6</sup>  $kg/m^2/s$ ; \*\*  $\tau_{cr,e}$  fixo em 0,05  $N/m^2$ ; \*\*\*  $\tau_{cr,e}$  e  $\tau_{cr,d}$  fixo em 0,05

Referências: 1:Widdows *et al.* (2007); 2: Hu *et al.* (2009); 3: van Maren *et al.* (2015); 4: Metha (1984); 5: Winterwarp *et al.* (1991); 6: Hu *et al.* (2009); 7: van Rijn (1993); 8: Clarke e Elliot (1998).

A partir dos três parâmetros analisados, é possível observar que as maiores amplitudes dos resultados obtidos foram no ponto P12, o que está associado à elevada presença de silte na composição de fundo na região do Porto de Vitória.

Para a maioria dos pontos avaliados (3/5), o modelo se mostrou mais sensível à variação do parâmetro de erosão ( $M$ ), com um impacto de até 80,82 mg/L na CSS em P12. O que é esperado, em função da grande amplitude de valores de  $M$  testados para calibração. O parâmetro de erosão influencia diretamente na erosão do sedimento coesivo quando a tensão no fundo, induzida pelo escoamento sobre o fundo, é superior à tensão crítica de erosão. Neste caso, o valor de  $M$  é diretamente proporcional ao fluxo de sedimento do fundo para a coluna de água.

O segundo parâmetro de maior impacto nos resultados de CSS foi a tensão crítica de

deposição, que de maneira similar ao descrito para tensão crítica de erosão, condiciona o início da deposição de sedimentos coesivos a partir do fluxo de sedimentos coesivos na interface fundo/água. A relevância desse parâmetro na representação dos dados medidos é indicada pelo impacto dos valores analisados na média dos erros absolutos (MAE=2,44 mg/L, Tabela 11), que foi bem próximo do impacto obtido pelo parâmetro de erosão (2,5 mg/L).

A sensibilidade do modelo a este parâmetro foi acentuada pelo fato dos dados medidos para o período serem referentes a um período de maré de quadratura. Quando as amplitudes da onda de maré variaram entre um mínimo de 0,15 m (09/10) e um máximo de ~0,5 m (11/10). O que condiciona velocidades baixas, menores que 0,15 m/s (Figura 20) e, consequentemente, tensões de cisalhamento no fundo também baixas, menores que 0,05  $N/m^2$ , para a maior parte da Baía de Vitória.

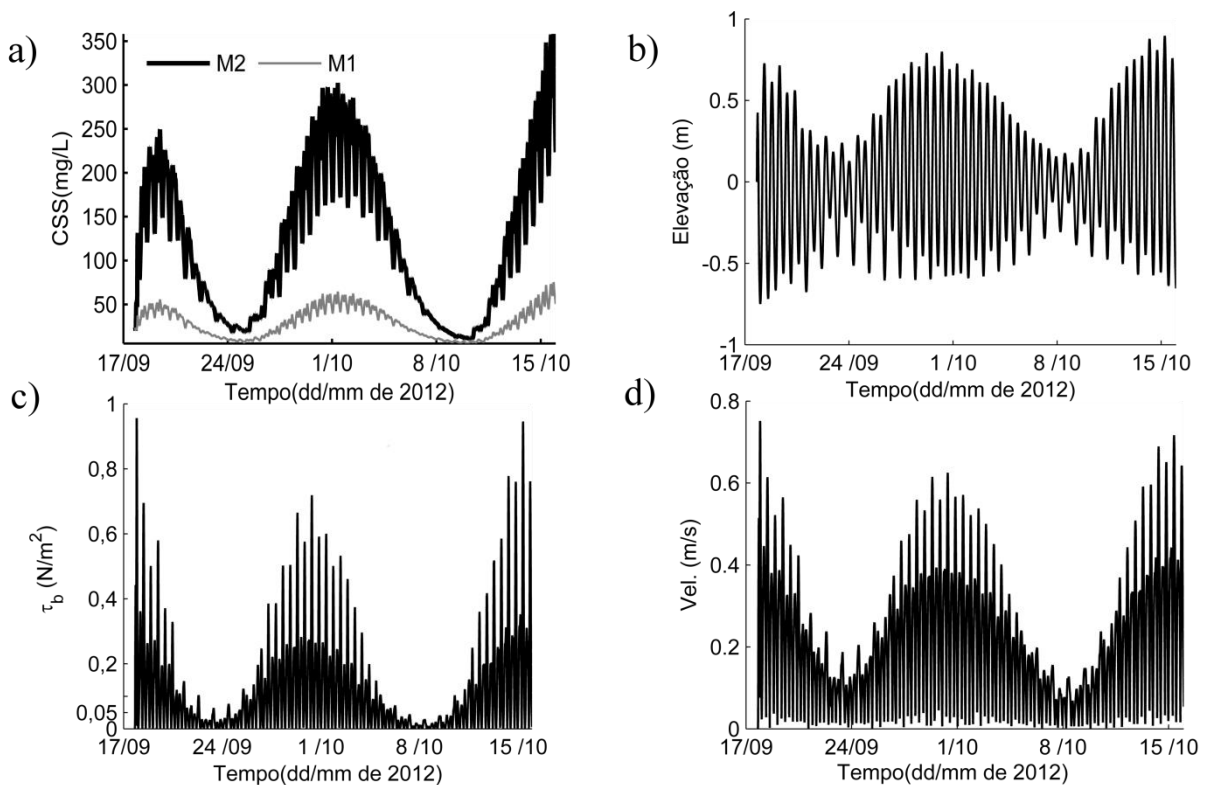


Figura 20 – Resultados obtidos para o ponto P7. Concentração de sedimento suspenso (CSS), em a); Elevação, em b); tensão de cisalhamento no fundo ( $\tau_b$ ), em c) e magnitude da velocidade em, em d). Em a) os resultados de CSS para o caso M1 (cinza,  $M=5 \times 10^{-6}$ ) e M2 (preto,  $M=30 \times 10^{-6}$ ) estão presentes.

Diversos autores relatam valores de tensão de cisalhamento crítica para deposição menor que para erosão. O valor reduzido de tensão de cisalhamento crítica para deposição permitiu que a CSS fosse melhor representada durante a quadratura, sem que a CSS fosse superestimada na sizígia.

Durante a quadratura, como as tensões de cisalhamento no fundo estiveram menores que  $0,05 \text{ N/m}^2$  durante dias, qualquer valor de tensão crítica de deposição igual ou maior que esse resulta em uma forte subestimação da CSS nos pontos medidos, por isso, manteve-se os valores de  $M$  e  $\tau_{cr,e}$  iguais aos escolhidos (Tabela 11). Quando o valor de tensão crítica para erosão é reduzido muito abaixo de  $0,05 \text{ N/m}^2$ , de forma a garantir ressuspensão de sedimentos durante a quadratura, os valores de CSS durante a sizígia são fortemente afetados, resultando em valores de CSS muito acima dos máximos observados para sizígias na região, que é em torno de  $45 \text{ mg/L}$  (GARONCE; QUARESMA, 2014; MOURA *et al.*, 2011).

Os valores selecionados para as tensões críticas de erosão e de deposição são condizentes com os resultados obtidos por Godinho (2009) a partir de medidas de concentração de material particulado suspenso (CMPS) e velocidade do escoamento em um trecho de mangue na Baía de Vitória, na região no Canal da Passagem. A autora calculou a tensão de cisalhamento no fundo como função do quadrado da velocidade do escoamento.

Na Figura 21 é possível observar um pico na tensão de cisalhamento logo antes das 13:05 h, onde os valores de tensão cisalhante variaram em torno de  $0,05 \text{ N/m}^2$ , ao mesmo tempo os valores de CMPS aumentaram rapidamente na série, indicando que a tensão cisalhante superou a tensão crítica de erosão nesse instante.

A rápida redução dos valores de CMPS entre 13:05 h e 14:45 h (Figura 21) ocorreu após uma queda dos valores de tensão cisalhante, quando os valores se mantêm em torno de  $\sim 0,01\text{-}0,03 \text{ N/m}^2$ , o que indica que neste momento as tensões cisalhantes alcançaram valores menores que o valor de tensão crítica de deposição.

Assim, os resultados de Godinho (2009) corroboram a coerência da faixa de valores utilizados para as tensões críticas de erosão e deposição nas classes de sedimentos dos siltes.

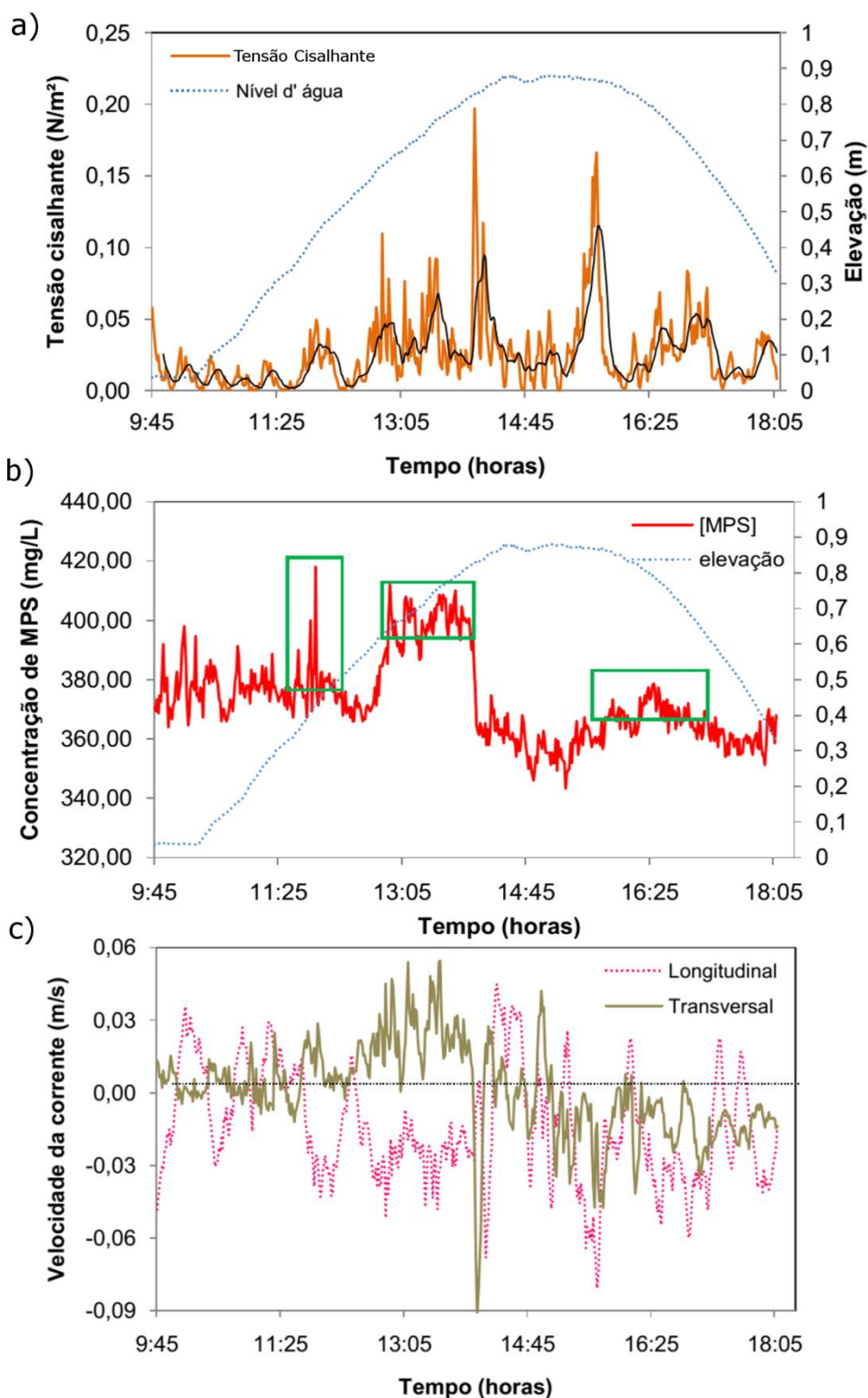


Figura 21 - Série temporal de tensão de cisalhamento de fundo, em a), de concentração de material particulado suspenso (MPS), em b) e das componentes da velocidade do escoamento, em c), medidas em um trecho da região de mangue do canal da passagem. Fonte: Adaptado de Godinho (2009).

Os valores escolhidos, indicados na Tabela 11, apesar de não terem sido os valores que apresentaram as menores diferenças com os dados medidos (Figura 22), foram os que melhor representaram os valores de CSS ao longo dos ciclos de quadratura e sizígia.

Na Figura 22, é possível observar que apesar da diferença pequena do MAE entre os casos M1 (MAE = 8,9 mg/L) e M2 (MAE = 8,2 mg/L), o caso M2 representou melhor os valores de CSS nos pontos avaliados (14/23) em relação ao caso M1 (6/23), sendo que, os pontos 1 a 3 foram subestimados em ambos casos, com valores modelados próximos de zero.

Porém, como se observa na Figura 20, os valores de CSS do caso M2 apesar de ser coerente com as medidas realizadas durante a quadratura (Figura 22), para a maior parte do tempo simulado esteve acima de 100 mg/L, com valores de até 350 mg/L. Para o caso M1 os maiores valores de CSS obtidos variaram em torno de 50 mg/L, e durante a quadratura os valores variaram em torno de 10-40 mg/L.

Os valores de CSS obtidos para o caso M1 estiveram condizentes com os dados medidos apresentados na Figura 22 e com os valores relatados por outros autores para a Baía de Vitória (GARONCE; QUARESMA, 2014; MOURA *et al.*, 2011).

Garonce e Quaresma (2014) observaram valores entre 5 e 25 mg/L ao longo da coluna de água durante um período de quadratura e de estação seca (15/09/2010) e entre 0 e 50 na estação chuvosa (29/11/2010), enquanto durante a sizígia, na estação seca (22/09/2010) os valores de CSS variaram entre 10 e ~50 mg/L e durante a estação chuvosa entre 0 e ~35 mg/L.

Assim, como os valores dos parâmetros do modelo de transporte de sedimentos utilizados no caso M1 resultaram em valores de CSS condizentes com valores observados para sizígia e quadratura na região, a configuração dos parâmetros desse caso, indicada na Tabela 11, foi escolhida para dar continuidade às simulações de transporte de sedimentos.

A calibração do modelo de transporte de sedimentos com melhor qualidade necessita de séries temporais de dados medidos de CSS, como disponíveis para corrente e elevação. Porém, o conjunto de dados disponíveis para a realização do presente trabalho não dispunha de tais dados. Como os resultados sugerem uma elevada dependência dos valores de CSS da ressuspensão de sedimentos de fundo tal calibração poderia ser realizada a partir dos dados de outros autores como Garonce e Quaresma (2014) e Moura *et al.* (2011), ainda que dados a respeito dos tributários afluentes à Baía de Vitória não estejam disponíveis para os períodos de coletas realizadas pelos autores.

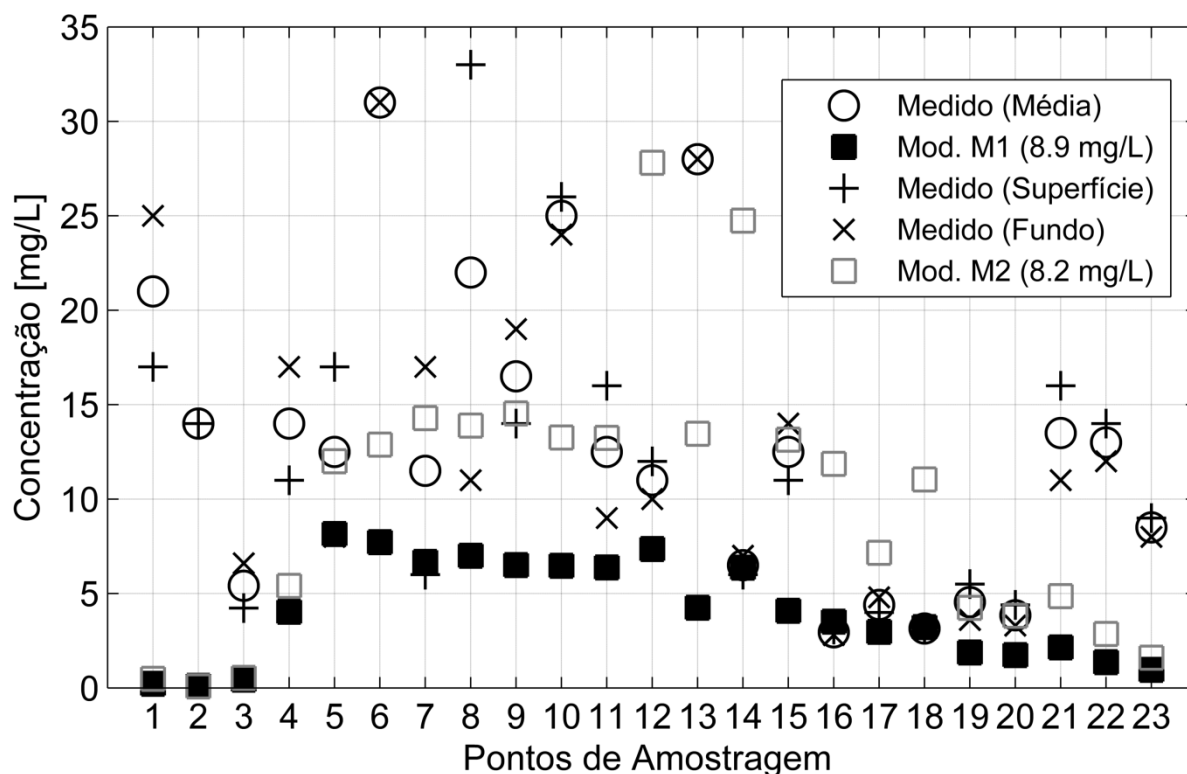


Figura 22 – Comparação entre os dados medidos e modelados instantâneos (09-11 de outubro de 2012) para os 23 pontos realizados ao longo da Baía de Vitória. No caso M1 (Mod. M1,  $M=5 \times 10^{-6}$ ) e M2 (Mod. M2,  $M=30 \times 10^{-6}$ ) são os resultados da simulação utilizando os valores selecionados na calibração ( $\tau_{cr,e} = 0,05$  e  $\tau_{cr,d} = 0,01$ ), entre parênteses estão os valores de MAE para cada caso. Valores referentes a diferentes instantes entre 9-11 de outubro de 2012.

A partir da calibração realizada observou-se uma tendência de subestimação dos valores de CSS, em especial na quadratura. Dentre tantos fatores relevantes a essa subestimação, destacam-se dois: i) não representação das descargas de canais afluentes e galerias presentes na Baía de Vitória; e ii) não representação da variação temporal de alguns dos parâmetros que determinam a taxa de erosão e deposição dos sedimentos no modelo de Partheniades-Krone.

O segundo fator, em especial, permitiria uma melhor representação das CSS ao longo do ciclo de sizígia e quadratura, como obtido por Clarke e Elliot (1998). De maneira similar ao obtido, Clarke e Elliot (1998) simularam as variações de CSS ao longo dos ciclos de maré, vazante/enchente e sizígia/quadratura, de maneira satisfatória, a partir de um valor fixo para o parâmetro de erosão. Porém, a melhor representação dos valores de CSS modelados foi obtida quando os parâmetros de erosão e deposição foram formulados como função do ciclo de sizígia/quadratura.

Clarke e Elliot (1998) propõem que esse padrão está associado ao aumento da consolidação do sedimento de fundo durante as marés de quadratura, resultando em aumento do limiar de erosão, e após as amplitudes de maré superarem o valor médio das amplitudes locais, com a



aproximação da maré de sizígia, as tensões de cisalhamento no fundo alcançam valores superiores ao limiar de erosão ao longo de vários ciclos de maré, o que resulta em maiores quantidades de sedimento sendo removida do fundo. Esse processo tende a ter ainda maior relevância nas regiões rasas do estuário.

Quanto às descargas de canais afluentes e galerias que ocorrem ao longo da Baía de Vitória, Cassini (2011) indica em seu trabalho ao menos doze (11) fontes não consideradas (Figura 23). Cinco dessas fontes representadas por galerias pluviais de vitória ao longo da Baía de Vitória, entre o delta do Rio Santa Maria e do Rio Marinho (Figura 23 – 3) e três ao longo do canal de acesso ao porto (Figura 23 – 4, 5 e 6). Quanto aos canais afluentes citados, são esses: o Canal da Costa (Figura 23 – 7), em Vila Velha na região da Terceira Ponte, e alguns dos canais afluentes ao Canal da Passagem (Figura 23 – 1).

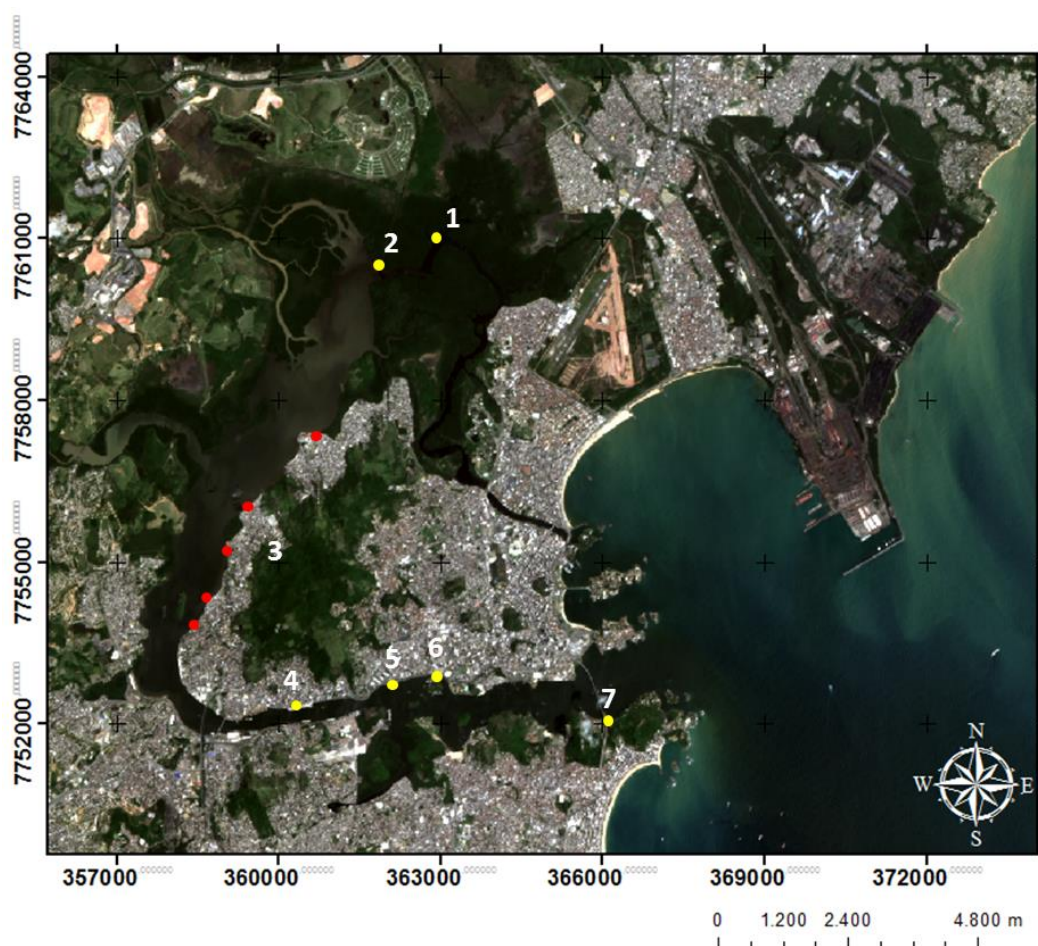


Figura 23 - Localização de algumas galerias e canais afluentes à Baía de Vitória. Fonte: Cassini (2011).

No Canal da Passagem há ainda outros canais afluentes que não são considerados e que também podem impactar as CSS na região. Como indicado na Figura 24, onde se observa um

canal afluente ao Canal da Passagem com uma coloração diferente da água do Canal da Passagem, o que pode indicar valores de CSS diferentes. A imagem é referente ao dia 06 de março de 2012, alguns meses antes do período simulado.

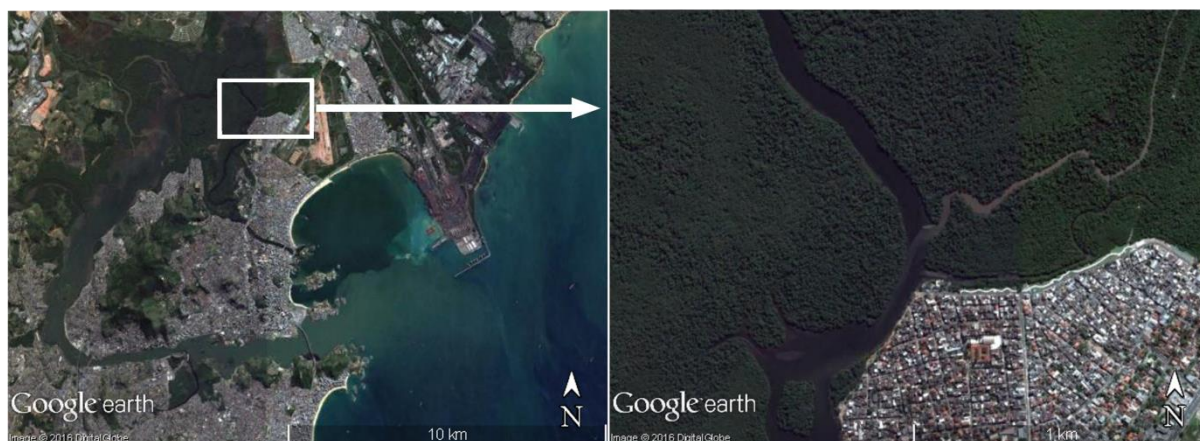


Figura 24 – Canal afluente ao Canal da Passagem. Imagens referentes ao dia 06 de março de 2012.

A contribuição das galerias e canais afluentes, não considerados no modelo, pode estar associada às maiores diferenças obtida para os pontos P1 a P3 (Figura 22), pontos mais próximos do encontro do Canal da Passagem com a Baía de Vitória. O que também pode estar relacionado com uma subestimação do modelo das velocidades das correntes na região a montante (norte, região dos pontos P1 e P2 e Canal da Passagem) do estuário, como indicado pela validação das velocidades. Na validação realizada (Tabela 10) o resultado de Bias das correntes na estação Maria Ortiz (Canal da Passagem) foi negativo, o que indica que, na média, houve uma subestimação das velocidades, e o valor foi cinco vezes maior que o obtido para a estação Santo Antônio, o que pode ter ocorrido em função de uma má representação das cotas batimétricas dessa região, que não são frequentemente levantadas como nas regiões dos canais dos portos de Tubarão e de Vitória, e não constam nas cartas náuticas locais.

Além disso, a subestimação observada na região do Porto de Vitória para o caso M1 pode estar associada com a não representação das galerias pluviais que desaguam no canal. Nos pontos P8, P10 e P11, localizados na região do Porto de Vitória, próximos às galerias 2 e 3 (Figura 23), as maiores concentrações medidas ocorrem na superfície e não no fundo (Figura 22), o que corrobora a hipótese de contribuições de CSS de fontes locais não consideradas. Como as galerias são de águas pluviais, doces e menos densas, e desaguam na superfície, uma maior influência na qualidade de água superficial é esperada. Este padrão também é observado no P5, provavelmente por estar sob influência direta do Rio Marinho, de forma

similar ao descrito anteriormente. O ponto P5 se encontra a jusante do Rio Marinho e no instante de aquisição (09/10/12 16:30 UTC) a maré era de vazante, contribuindo para a influência da descarga do rio nesse ponto.

Apesar de não terem sido representadas algumas galerias e afluentes presentes na Baía de Vitória, os resultados obtidos consideraram os principais tributários da baía. A elevada dependência dos resultados simulados de CSS, obtidos ao longo da Baía de Vitória, dos parâmetros de calibração que condicionam os fluxos de sedimento na interface fundo-água, sugerem que os valores de CSS locais são fortemente modulados pelos processos de ressuspensão e deposição do material de fundo.

A partir da calibração dos parâmetros testados no modelo de transporte de sedimento foi possível obter valores de CSS condizentes com valores relatados por outros autores a partir de dados medidos no local ao longo do ciclo de sizígia/quadratura da maré. Porém, os resultados das simulações indicam que a representação de alguns dos parâmetros que determinam a taxa de erosão e deposição, na formulação utilizada para os sedimentos coesivos, como um valor fixo ao longo do tempo, representa uma limitação na modelagem da CSS ao longo do ciclo de sizígia/quadratura. Isso é observado uma vez que os valores dos parâmetros de erosão que resultaram em uma maior aproximação dos resultados modelados dos dados medidos na quadratura resultaram em valores muito elevados da CSS durante a sizígia.

A calibração do modelo de transporte de sedimentos de forma satisfatória necessita da disponibilidade de uma série temporal de dados medidos de concentração de sedimento suspenso abrangendo tanto os ciclos diários da maré, quanto de quadratura e sizígia, com medidas conjuntas de velocidade e elevação, de maneira similar ao realizado por outros autores (VAN MAREN *et al.*, 2015, CLARKE; ELLIOT, 1998), além de dados medidos da variação morfológica do fundo.

### 5.3. ESTUDO DO IMPACTO DO APROFUNDAMENTO DO CANAL ESTUARINO

Para a análise de sensibilidade da hidrodinâmica e transporte de sedimentos ao aprofundamento do canal estuarino, foram simulados dois experimentos, identificados como:

- i) Referência: no qual a batimetria do canal de acesso ao Porto de Vitória é referente a um período anterior ao início do projeto de dragagem do porto (2008-2009, ~10-13m NR);

- ii) Aprofundado: no qual a batimetria do canal de acesso ao porto é alterada para representar as cotas pretendidas no projeto de dragagem (~14m NR, Figura 14) do Porto de Vitória.

A implantação dos modelos hidrodinâmicos seguiu o descrito para o caso 2DH na seção 5.1.2, e para os modelos de transporte de sedimentos foram utilizados os valores selecionados na seção 5.2 para os parâmetros avaliados. As simulações foram realizadas para o período entre 03/08/2012 e 16/10/2012, sendo o período de aquecimento desconsiderado e os resultados avaliados para o período entre 17/09/2012 e 15/10/2012, cerca de 28 dias, mesmo período de simulação utilizado na seção 5.2.

As diferenças entre as batimetrias dos dois experimentos simulados estão presentes na Figura 30. A máxima diferença obtida foi de cerca de 9 m, na região de um dos berços de atracação do Porto de Vitória.

Em 5.3.1 são investigadas as alterações decorrentes do aprofundamento nos padrões hidrodinâmicos simulados. Em 5.3.2 as alterações no transporte de sedimentos é que são investigadas, porém, nesse tópico serão inicialmente analisados os resultados do monitoramento da CODESA da CSS na Baía de Vitória ao longo da execução do aprofundamento realizado. Em seguida, as alterações observadas entre os experimentos simulados, nos resultados do modelo de transporte de sedimentos, serão analisadas.

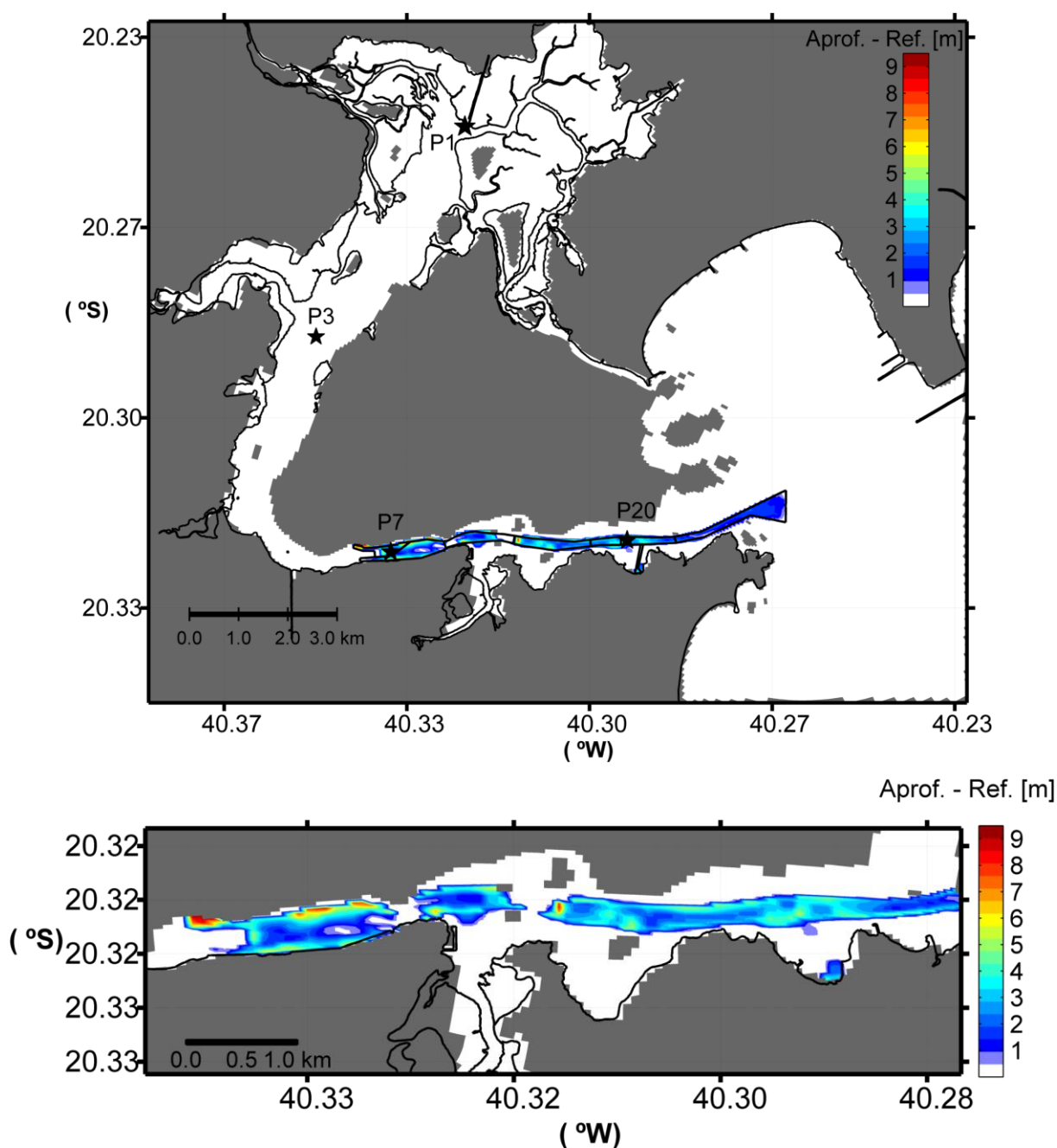


Figura 25- Diferença entre as batimetrias do experimento Aprofundado e Referência. Os valores positivos indicam o aumento da profundidade do experimento Aprofundado em relação ao Referência.

### 5.3.1. Hidrodinâmica

As séries de elevações obtidas para os experimentos Referência e Aprofundado foram comparadas nos pontos P1, P3, P7 e P20 (Figura 25), de forma a analisar o impacto do aprofundamento em diferentes regiões da Baía de Vitória.

As séries de elevações dos experimentos são muito similares. A partir de uma comparação



visual não é possível perceber diferenças entre as amplitudes das séries temporais dos diferentes experimentos (Figura 26, P7), não sendo notado também qualquer impacto na fase das elevações.

Para melhor avaliar as diferenças entre os resultados obtidos a partir dos dois experimentos, as séries foram comparadas com base nos parâmetros estatísticos MAE e MAPE (erro percentual absoluto médio), o qual é calculado de forma similar ao MAE, porém, ao invés da média da diferença é realizada a média do percentual da diferença em relação ao valor de referência, que no caso são os resultados do experimento Referência. Os resultados estão presentes na Tabela 12.

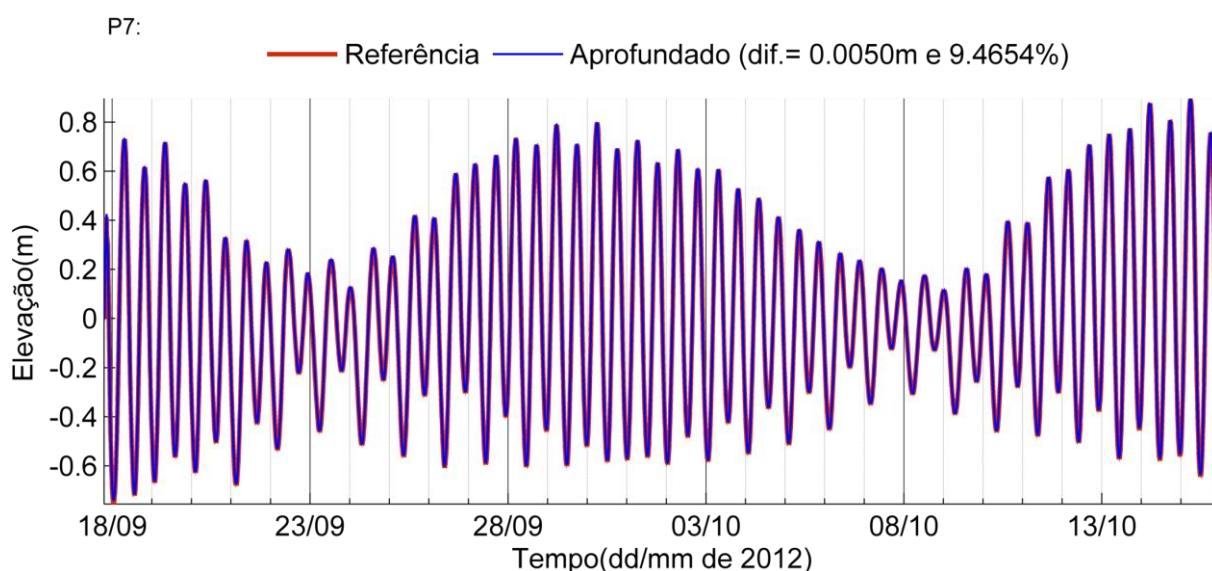


Figura 26 - Comparação entre as séries de elevação da superfície simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P7. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos.

Tabela 12- Resultados obtidos para os pontos P1, P3, P7 e P20, a partir da comparação das séries de elevações simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado.

Ponto	MAE (m)	MAPE (%)	Bias (m)
P1	0,0065	8,5488	0,0029
P3	0,0063	7,2759	0,0027
P7	0,005	9,4654	0,0032
P20	0,001	3,3628	0,0007
<b>Média</b>	0,0047	7,1632	0,0024

O valor de MAE obtido para os pontos indicam a pequena influência do aprofundamento do canal do porto nas elevações locais da superfície da água. Verifica-se que as maiores

diferenças médias (indicadas pelo MAE de 0,0059 m), entre os três pontos, representam apenas 2,5% das preamares médias de quadratura no Porto de Vitória (0,26 m, FEMAR (2016)).

O ponto P7 (Figura 26), na região do Porto de Vitória, foi onde se observou a maior diferença entre os experimentos (Tabela 12), com uma diferença média de 9,5% dos valores de elevação, como é indicado pelo MAPE, o que representou diferenças em torno de 0,5 cm, como indica o valor de MAE.

As diferenças observadas estão associadas a um pequeno aumento do nível médio local, indicado pelo valor positivo de Bias ao longo de toda a Baía de Vitória. Sendo o impacto no nível médio reduzido na região próxima à desembocadura da baía, como indicado pelos resultados para P20, e variou em torno de 8% nos pontos a montante da desembocadura da baía (P1, P3, P7).

As diferenças entre as velocidades obtidas para os experimentos não apresentaram um padrão homogêneo ao longo da Baía de Vitória (Tabela 13), diferente do observado para as elevações.

Tabela 13 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade dos experimentos Referência e Aprofundado, para quatro pontos localizados ao longo da Baía de Vitória.

Ponto	MAE (m/s)	MAPE (%)	Bias (m/s)
P1	0,0024	10,4227	0,0013
P3	0,0034	5,8748	0,0003
P7	0,0343	18,809	-0,034
P20	0,0328	30,0671	-0,0244
<b>Média</b>	0,018225	16,2934	-0,0142

No ponto P1, o experimento Aprofundado apresentou valores ligeiramente superiores, como indicado pelo MAE na Tabela 13, não apresentando distinção ao longo dos ciclos sizígia/quadratura ou enchente/vazante (Figura 27). E na média, esse aumento das correntes foi de cerca de 10%, porém as correntes locais são fracas, com valores máximos de cerca de 0,2 m/s no período simulado.

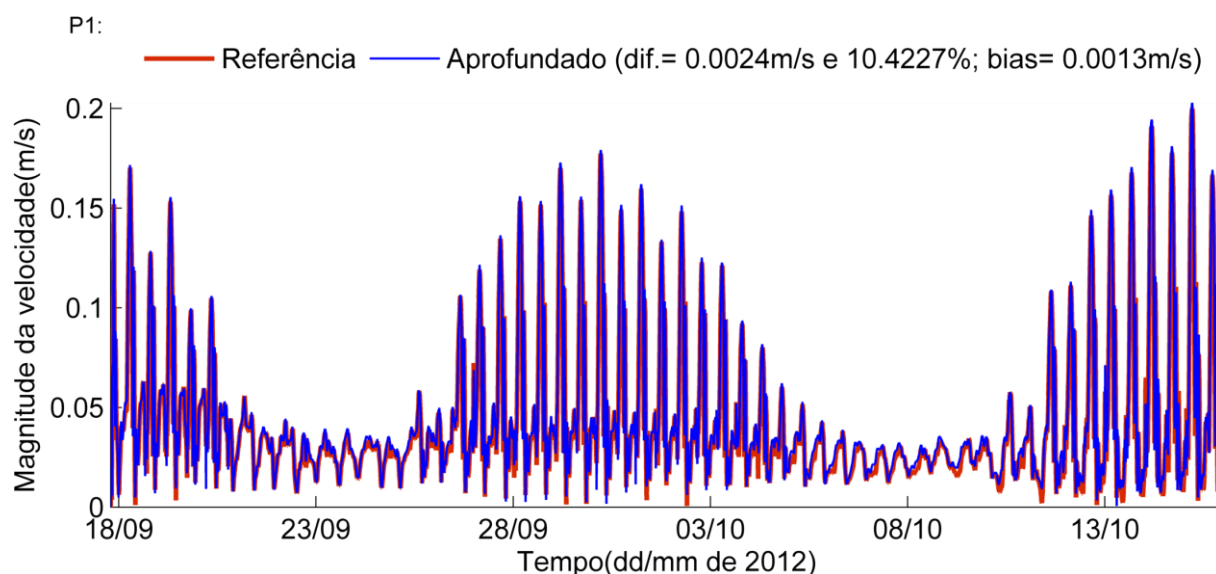


Figura 27 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P1. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos.

No ponto P3, o mesmo padrão do ponto P1 foi observado para a maior parte do período, com exceção dos momentos de enchente nas quadraturas (Figura 28). Na Baía de Vitória, durante alguns momentos nas quadraturas, se observa a inversão da dominância de correntes de vazante para dominância de enchente. Quando ocorrem essas inversões a velocidade do experimento Aprofundado tende a ser maior que a do Referência durante a enchente e menor durante a vazante. Porém, as diferenças de magnitude das velocidades para o ponto P3 foram relativamente baixas, como indicado pelos valores de MAE e Bias. Sendo o impacto observado nas correntes de aproximadamente 6%, menor ainda que no P1.

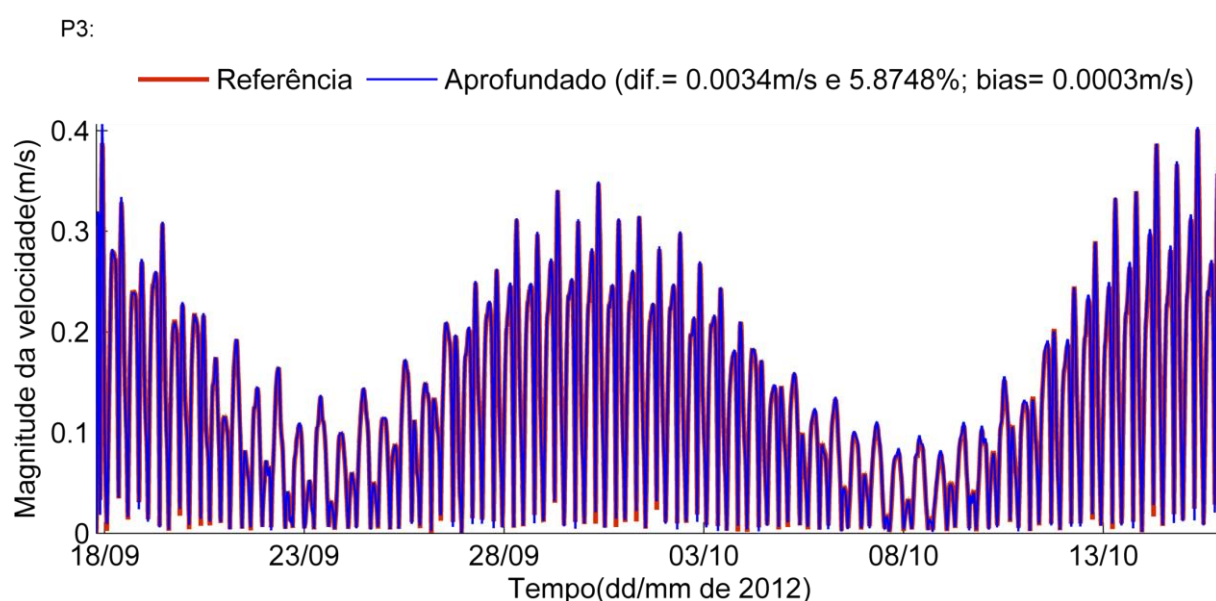


Figura 28 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P3. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos.



Já para o ponto P7, na região do Porto de Vitória, o experimento Referência apresentou as maiores velocidades ao longo de todo período (Figura 29), o que é indicado pelos valores negativos de bias. Os resultados do ponto P7 indicam que na região do porto, onde o aprofundamento da batimetria foi realizado, houve uma redução das velocidades das correntes tanto de enchente quanto de vazante e ao longo de todo ciclo sizígia/quadratura, com um impacto médio em torno de 19% na magnitude das velocidades.

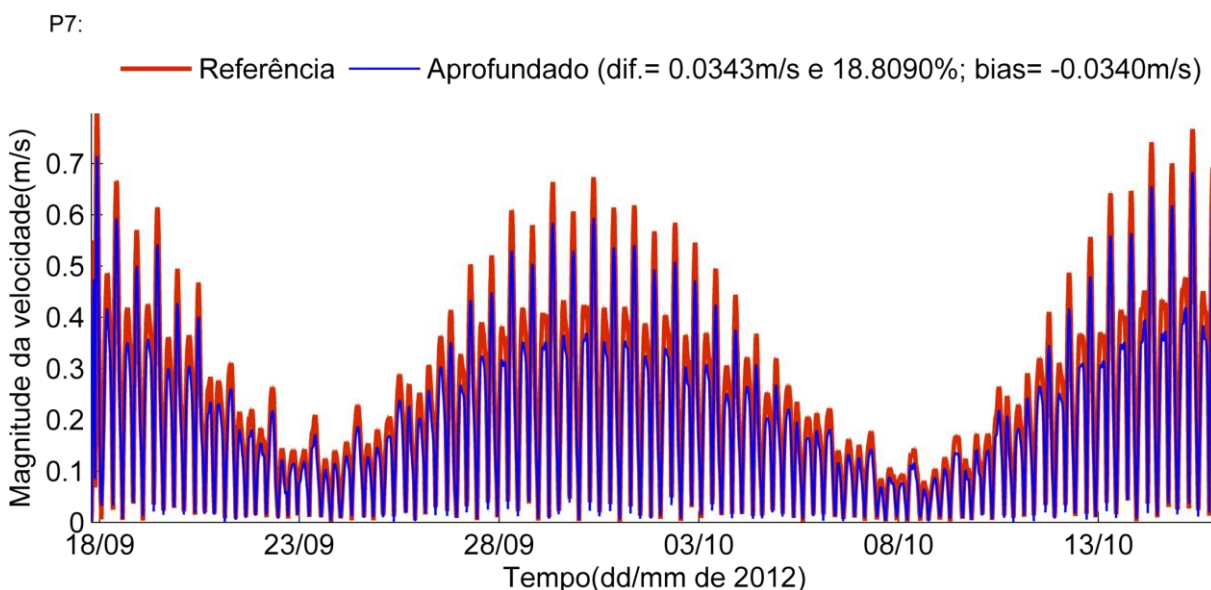


Figura 29 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P7. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos.

No ponto P20, o padrão obtido foi similar ao ponto P7 para a maior parte do tempo (Figura 30), sendo os valores de velocidade do experimento Referência superiores ao do Aprofundado.

No ponto P20 o experimento Referência apresenta maiores velocidades durante a sizígia do que o Aprofundado (Figura 31, 02 e 03/10), como indicado pelo Bias. Porém, esse padrão é alterado assim que ocorre a alternância de dominância de vazante para a dominância de enchente (Figura 31, 05/10). Ao ocorrer a inversão para uma dominância das correntes de enchente (Figura 31, 05/10), as velocidades do Aprofundado superam ligeiramente as velocidades do Referência durante a enchente, mas se mantém menores durante a vazante (Figura 31, 05/10 15h – 07/10 08h).

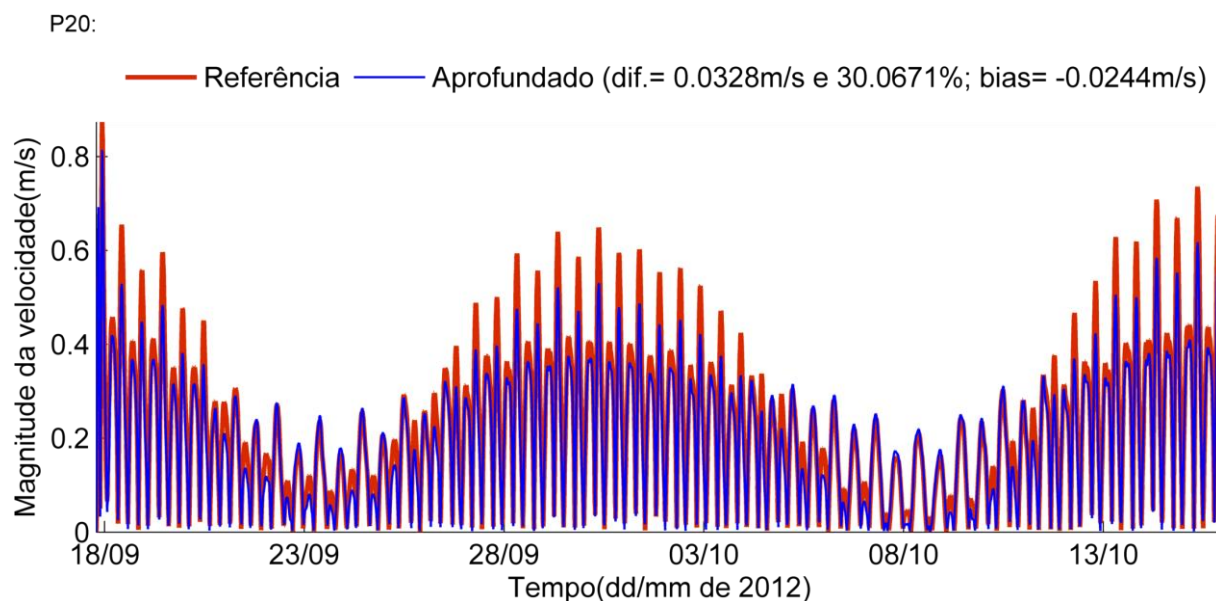


Figura 30 - Comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P20. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos.

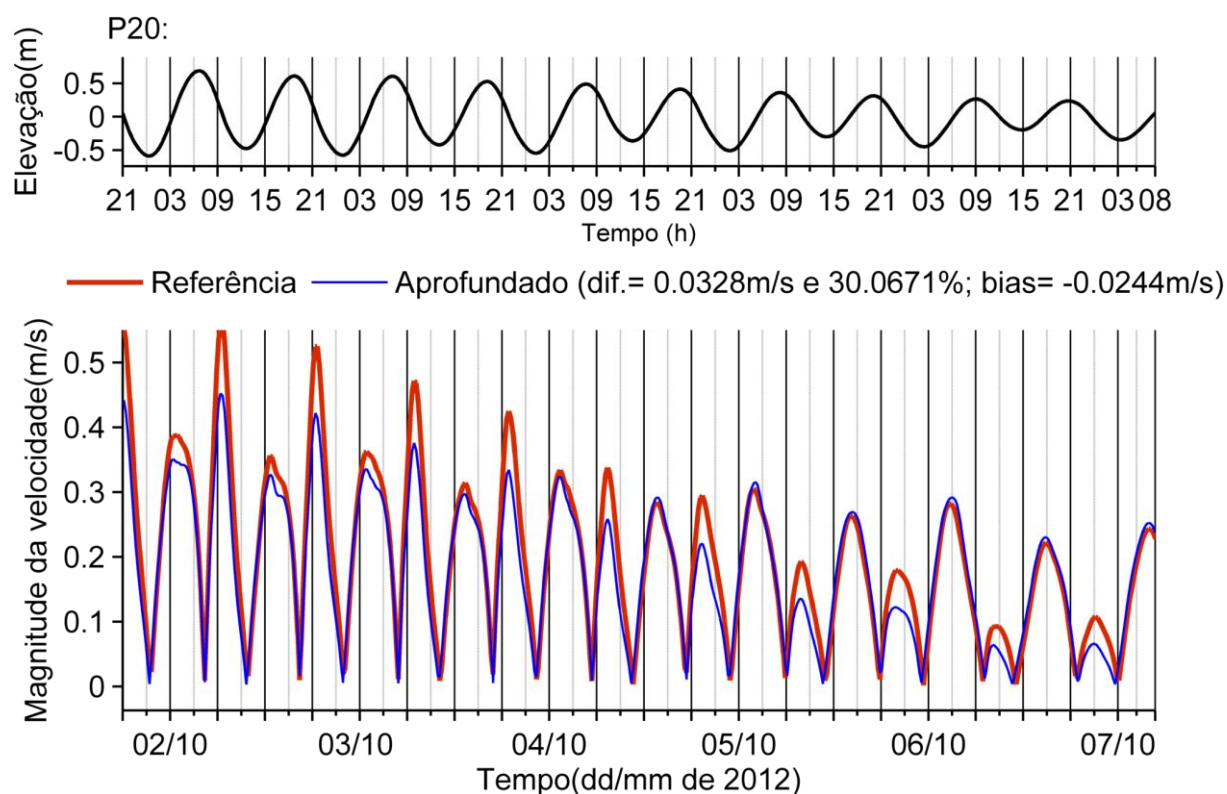


Figura 31 – Série de elevação da superfície do experimento Referência, acima, e comparação entre as séries de magnitude da velocidade simuladas nos experimentos Referência e Aprofundado no ponto P20, abaixo. Onde dif. indica o valor de MAE (m) e MAPE (%) obtidos.

Assim, na região da desembocadura da Baía de Vitória, houve uma redução na velocidade das correntes durante a maior parte do período, com exceção das correntes de enchente no período de quadratura, quando o impacto nas correntes foi praticamente nulo.

Os pontos P1 e P3 são os menos impactados entre os pontos analisados, como indicado pelo

MAPE na Tabela 13. Esses pontos se encontram a montante da região aprofundada, região do Porto de Vitória e canal de acesso do porto, enquanto os pontos P7 e P20 encontram-se nessa região. Esses resultados indicam que o impacto do aprofundamento do canal sobre as correntes é maior sobre a região aprofundada.

Os mapas das diferenças das velocidades entre os experimentos corroboram o observado a partir das séries, como se observa para um momento de vazante durante a sizígia na Figura 32. Nesse instante, as maiores diferenças ocorrem sobre a região aprofundada, onde houve uma redução da magnitude das velocidades, indicado pelos valores negativos na Figura 32, que na maior parte da região aprofundada variam entre 0,05 e 0,15 m/s, o que representa um impacto em torno de 10% ao longo dessa região. A montante da região aprofundada se observa uma modificação do padrão, as diferenças são menores (até ~0.01 m/s) e positivas, o que indica um pequeno aumento nas magnitudes das velocidades do experimento Aprofundado.

A Figura 32 representa um momento de máxima vazante na sizígia, porém o padrão observado para quadratura (Figura 33) foi semelhante. A variação espacial do sinal das diferenças entre a região aprofundada do canal, que representa a calha do canal, e as regiões mais rasas adjacentes, é observada tanto na sizígia quanto na quadratura. Porém, na sizígia esta mudança de sinal é restrita a alguns poucos locais, como se observa na Figura 32. Já na quadratura, observou-se como um padrão bem marcado, com uma redução das velocidades no experimento Aprofundado sobre o canal aprofundado e um aumento nas velocidades nas regiões rasas adjacentes à calha principal do canal. Isso foi mais proeminente durante as máximas velocidades de enchente na quadratura (Figura 33). Porém, as magnitudes nas regiões rasas são significativamente menores que as magnitudes na calha do canal.

Assim, os resultados obtidos a partir dos experimentos simulados sugerem que o impacto do aprofundamento do canal nas velocidades do escoamento é maior na região da área aprofundada, resultando, de forma geral, em uma redução nas magnitudes das velocidades para a maior parte do tempo, com um impacto médio nas velocidades de cerca de 20% sobre a área aprofundada. Com relação à elevação, os resultados sugerem um impacto muito menor, da ordem de milímetros. Portanto, as alterações na hidrodinâmica sugeridas pelos resultados, possuem o potencial de impactar os padrões de transporte de substâncias, como poluentes e sedimentos na Baía de Vitória.

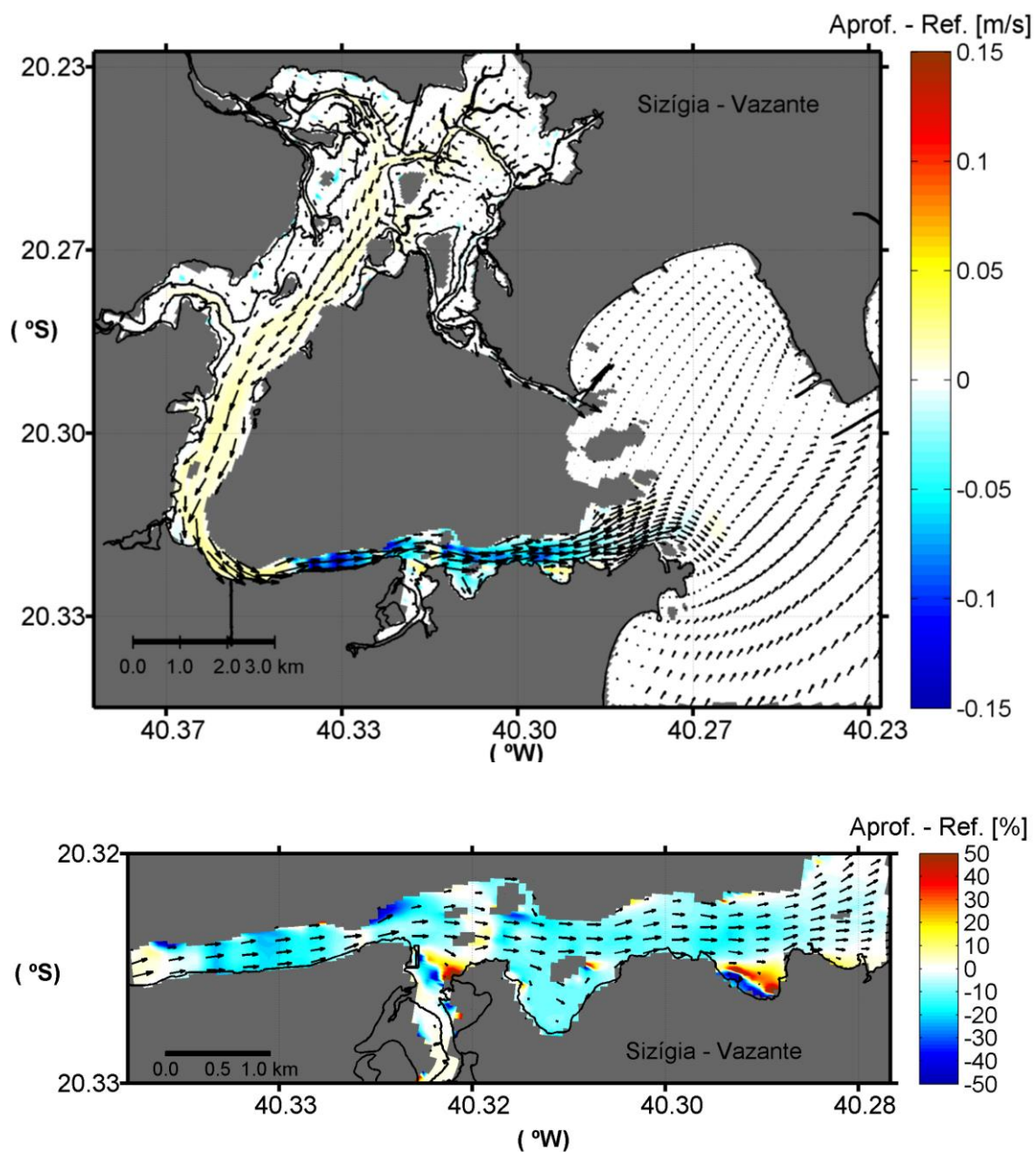


Figura 32 – As cores representam a diferença entre as magnitudes das velocidades do experimento Aprofundado e Referência em um momento de máxima vazante no período de sizígia (30/09/12 8h UTC). Os vetores representam a corrente do experimento Referência para o mesmo momento. Diferenças em metros por segundo, em cima, e em porcentagem, a baixo.

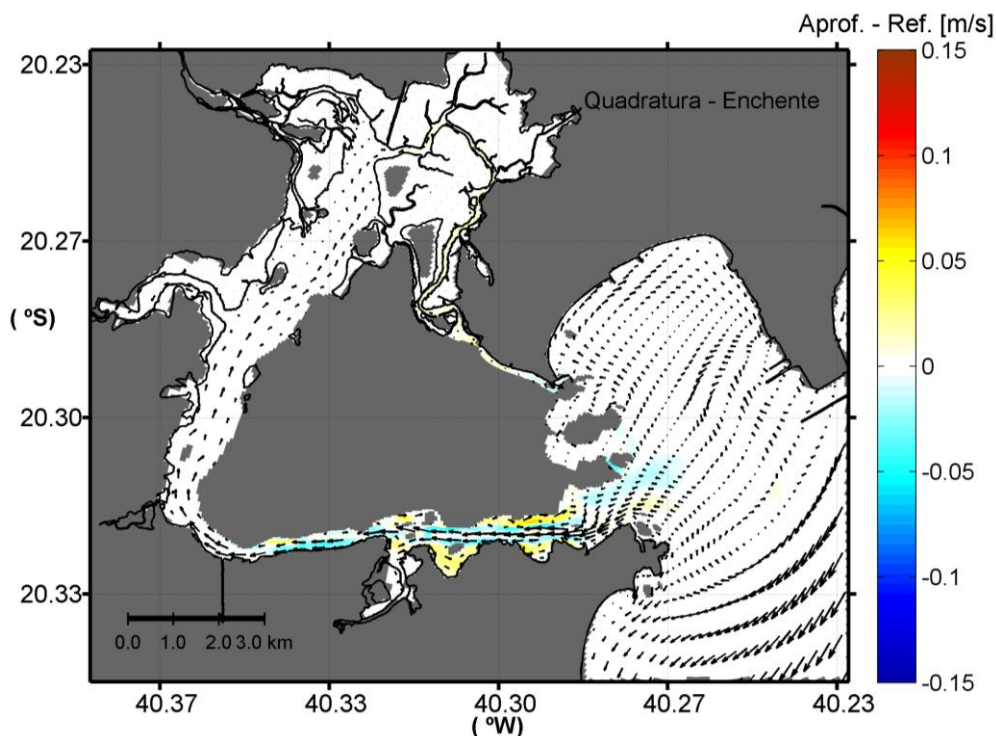


Figura 33 – As cores representam a diferença entre as magnitudes das velocidades do experimento Aprofundado e Referência em um momento de máxima enchente no período de quadratura (08/10/12 8h UTC). Os vetores representam a corrente do experimento Referência para o mesmo momento.

Diferente do que foi observado por Souza *et al.* (2004) no estudo de um projeto de dragagem no complexo estuarino-lagunar Mandaú/Manguaba (Alagoas), não houve intensificação nas amplitudes das elevações com o aprofundamento para nenhum dos pontos analisados. Nos resultados obtidos, com o aumento da profundidade ao longo do canal, verificou-se, de forma geral, uma redução da magnitude das correntes sobre a região aprofundada. Assim, os resultados sugerem que não houve uma alteração tão significativa do prisma de maré, como relacionado por Souza *et al.* (2004) com o aumento das elevações e das velocidades obtidas pelos autores. Dessa forma, a redução das velocidades podem ser explicadas pela conservação da massa, ao considerar que uma mesma vazão passou a atravessar uma área maior, resultando em uma redução na velocidade do escoamento.

Assim como observado no presente trabalho, em um ponto analisado por Souza *et al.* (2004) onde as elevações não sofreram alterações, a magnitude das velocidades apresentou uma redução da magnitude durante a enchente, o que corrobora o descrito anteriormente para a redução de velocidade obtida no presente trabalho.

A redução das velocidades decorrentes do aprofundamento resultou em uma diminuição considerável da tensão de cisalhamento de fundo na região do canal de acesso do Porto de

Vitória, como é demonstrado para o ponto P20 e P7 na Figura 34. Para a região a montante do canal aprofundado não se observou alterações tão pronunciadas, como indicado pelos pontos P1 e P3 (Figura 34, (a) e (b)).

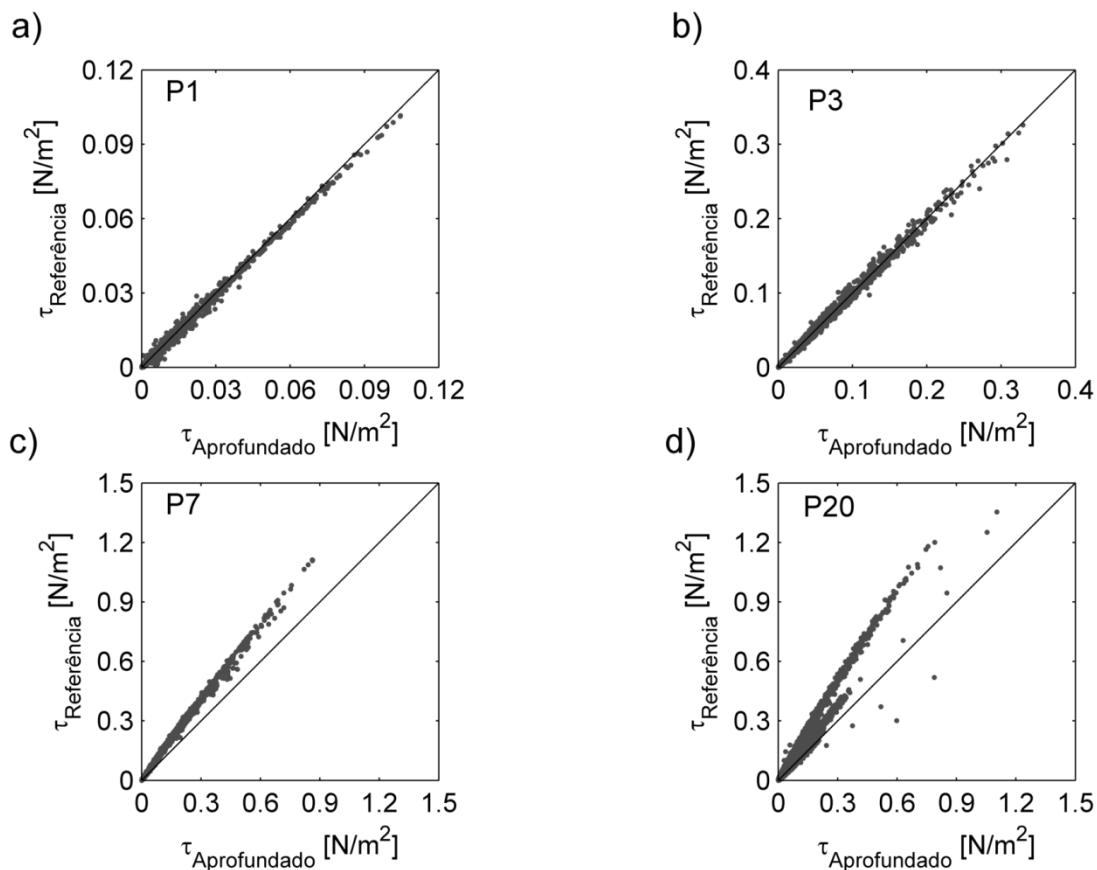


Figura 34 – Tensão de cisalhamento do fundo computada a cada 15 min nos pontos P1 (a), P3 (b), P7 (c) e P20(d) para o experimento Aprofundado (eixo x) e Referência (eixo y). Os resultados correspondem a todo o período simulado: 17/09 a 15/10 de 2012.

A redução da tensão de cisalhamento associado ao aprofundamento do canal estuarino também é observada nos resultados de van Maren *et al.* (2015). Os autores estudaram o aumento da concentração de sedimento suspenso no estuário Ems, entre a Alemanha e Holanda, relacionado aos projetos de dragagem e instalação de portos na região entre 1985 e 2005. Porém, os autores não observaram relação entre as tensões de cisalhamento simuladas e o aumento de CSS no estuário, já que não ocorreram diferenças tão pronunciadas como observado no presente trabalho.



### 5.3.2. *Transporte de sedimentos*

#### 5.3.2.1. **Monitoramento da CSS na Baía de Vitória**

Em função da obra de dragagem e derrocagem do canal de acesso, bacia de evolução e berços de atracação do Porto de Vitória, iniciada no ano de 2012, a CODESA (Companhia Docas do Espírito Santo) promoveu um projeto de monitoramento ambiental na Baía de Vitória e na área de bota fora da dragagem (DTA/CODESA, 2013).

O monitoramento ambiental foi executado ao longo dos anos de 2010, 2012 e 2013 e contou com levantamentos de diversos parâmetros físico-químicos referentes à qualidade da água e do sedimento, dentre eles a CSS. No ano de 2010 foi realizada a primeira campanha do monitoramento, com o objetivo de realizar os levantamentos prévios, porém, com a retomada das atividades em 2012, uma nova campanha pré-dragagem foi realizada. Os dados de 2010 não foram considerados devido à inconsistência dos dados com os demais levantamentos. Para a maioria dos pontos (18 de 23) a CSS foi descrita como não detectável, sendo que o limite de detecção do método era de 1 mg/L.

Os dados de CSS dos levantamentos realizados para o período prévio ao início das atividades (05, 06 e 12/06/2012) e para as datas em que a previsão de dragagem do volume total a ser dragado era de 25% (9, 10 e 11/10/2012) e 75% (27, 28 e 29/06/2013) estão presentes na Figura 35.

Porém, principalmente em função das amostras não terem sido realizadas para os mesmos momentos de maré, não é possível identificar padrões claros nos dados levantados quanto ao impacto do aprofundamento do canal na CSS, já que a CSS local varia significativamente ao longo de um ciclo de maré e ao longo do ciclo de quadratura e sizígia (GARONCE; QUARESMA, 2014). Isso ocorre por conta das correntes locais serem fortemente moduladas pela maré astronômica e devido à pequena influência de ondas de gravidade na maior parte da Baía de Vitória (NEVES *et al.*, 2012).

Os levantamentos realizados no período pré-dragagem foram adquiridos ao longo de diferentes momentos de maré para os diferentes pontos (P1 – P23), com início em um período de sizígia (dias 5 e 6) e término em um período de quadratura (dia 12/06). Já os levantamentos do período de 25%, foram realizados durante uma quadratura e o de 75% durante uma sizígia. Os maiores valores observados na campanha de 75%, por exemplo, são explicados pelo

período de sizígia das coletas. Já a influência do ciclo diurno e semi-diurno da maré é indicado pelos valores medidos no ponto P06, por exemplo, para o qual é possível observar que a coleta da campanha Pré-dragagem possui valores superiores aos do levantamento de 75%, sendo que ambos foram realizados em um momento de sizígia, porém, a coleta em Pré-dragagem foi realizada durante um máximo de enchente, enquanto a da campanha 75% foi realizada durante uma estofa.

Assim, observa-se a inviabilidade de se estabelecer uma relação entre os valores medidos no âmbito do monitoramento e o aprofundamento do canal.

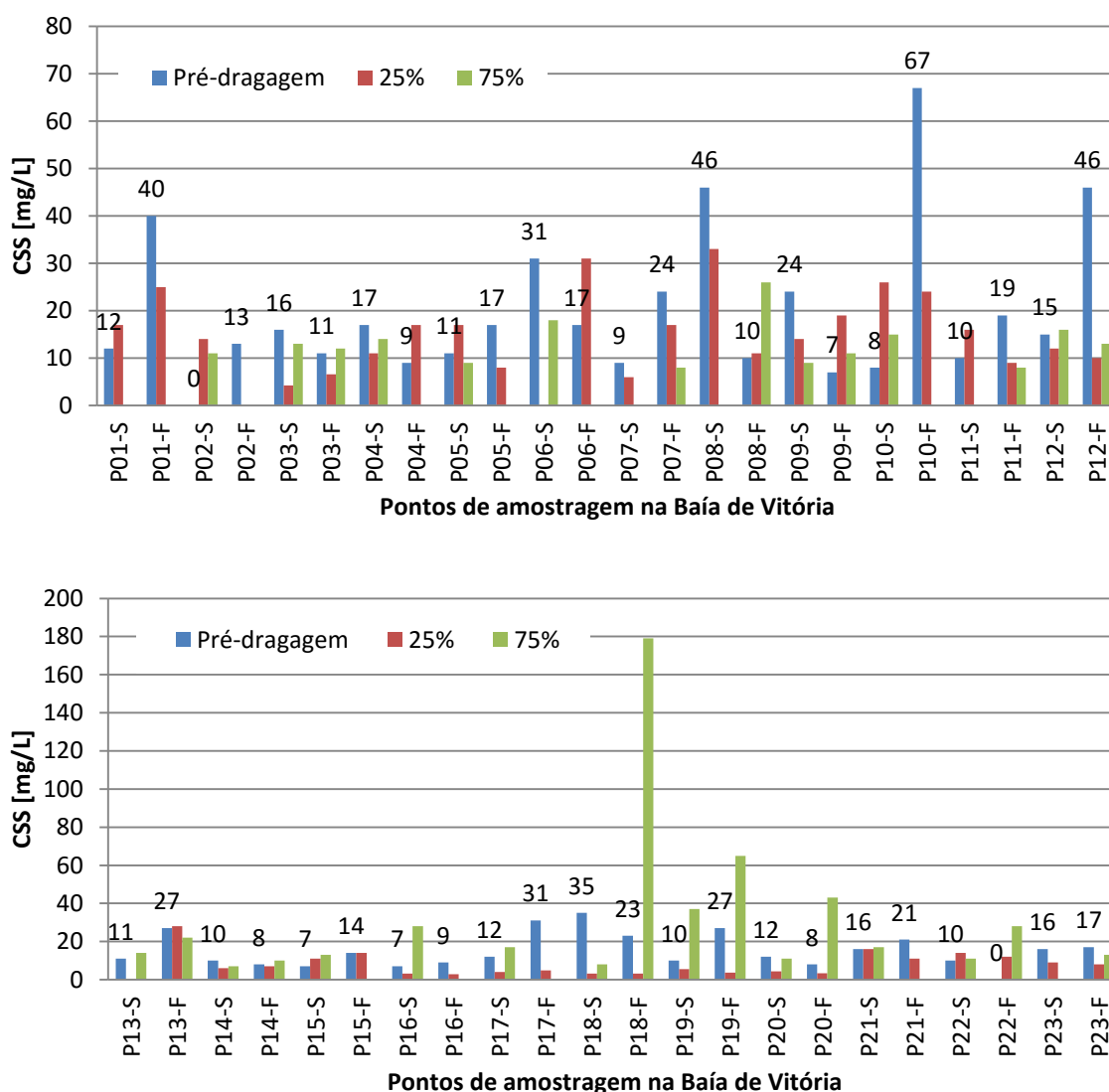


Figura 35 - Concentração de sedimento suspenso, em mg/L, para os pontos P01 – P23, medidas realizadas em superfície (S) e fundo (F). Medidas realizadas nos dias 13/06/2012 (Pré-dragagem), 12/10/2012 (25%) e 25 a 29/06/2013 (75%). Os valores sobre as barras são referentes à série Pré-dragagem.



### 5.3.2.2. Experimentos simulados Referência e Aprofundado

Para analisar o impacto do aprofundamento nas concentrações de sedimento suspenso (CSS) ao longo da Baía de Vitória, foram avaliadas as séries de CSS para os mesmos pontos avaliados anteriormente durante a calibração do modelo transporte de sedimentos, P1, P3, P7 e P20 (Tabela 14).

Tabela 14 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso dos experimentos Referência e Aprofundado, para quatro pontos localizados ao longo da Baía de Vitória.

Ponto	MAE (mg/L)	MAPE (%)	Bias (mg/L)
P1	0,0915	1,8848	0,0402
P3	0,2505	4,9474	-0,2177
P7	8,56	24,0475	-8,5541
P20	7,191	29,2141	-7,1884
<b>Média</b>	4,02325	15,0235	-3,9800

Para a maior parte da Baía de Vitória constatou-se uma redução da CSS, como indicado pelo valor negativo de bias na Tabela 14 para os pontos P3, P7 e P20.

No P1, pequenas diferenças entre as séries foram observadas, como indicado pelo menor valor dos parâmetros calculados (Tabela 14) e pelas séries temporais dos experimentos (Figura 36).

P1:

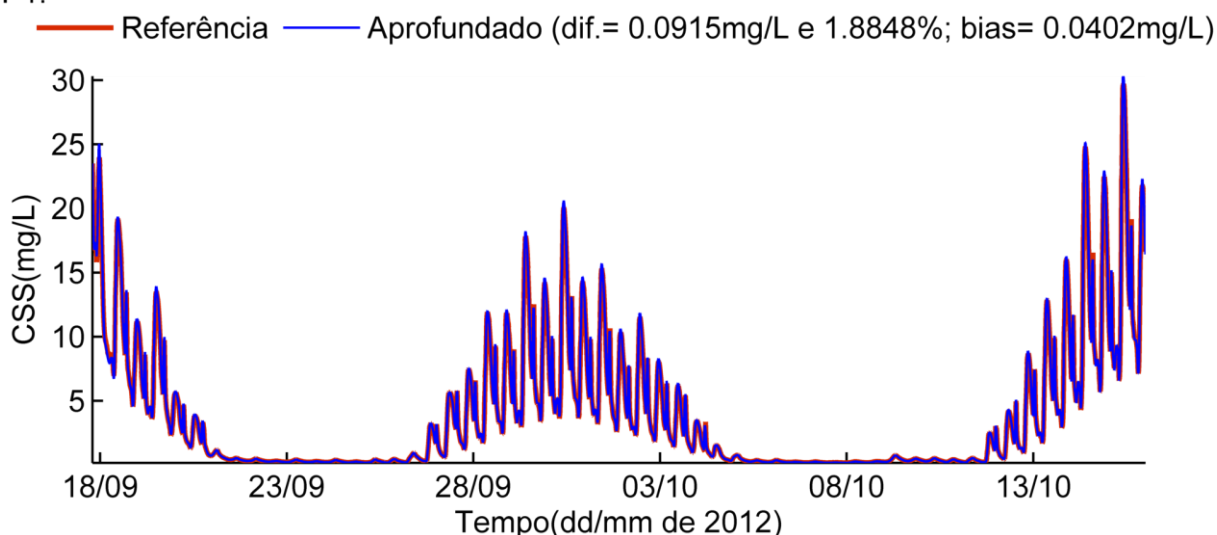


Figura 36 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P1. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos.

Assim como observado para as velocidades e para as tensões críticas de cisalhamento, houve um maior impacto dos valores de CSS na região aprofundada, indicado pelos resultados para

os pontos P7 e P20, onde os parâmetros calculados indicam uma redução média de cerca de 27% da CSS na região (Tabela 14). O que representa uma redução média de cerca de 8 mg/L, como indicado pelo valor de MAE.

A partir das séries temporais é possível verificar que a redução dos valores de CSS se manteve ao longo de praticamente todo o período simulado nos pontos P3, P7 e P20 (Figura 37, Figura 38 e Figura 39).

P3:

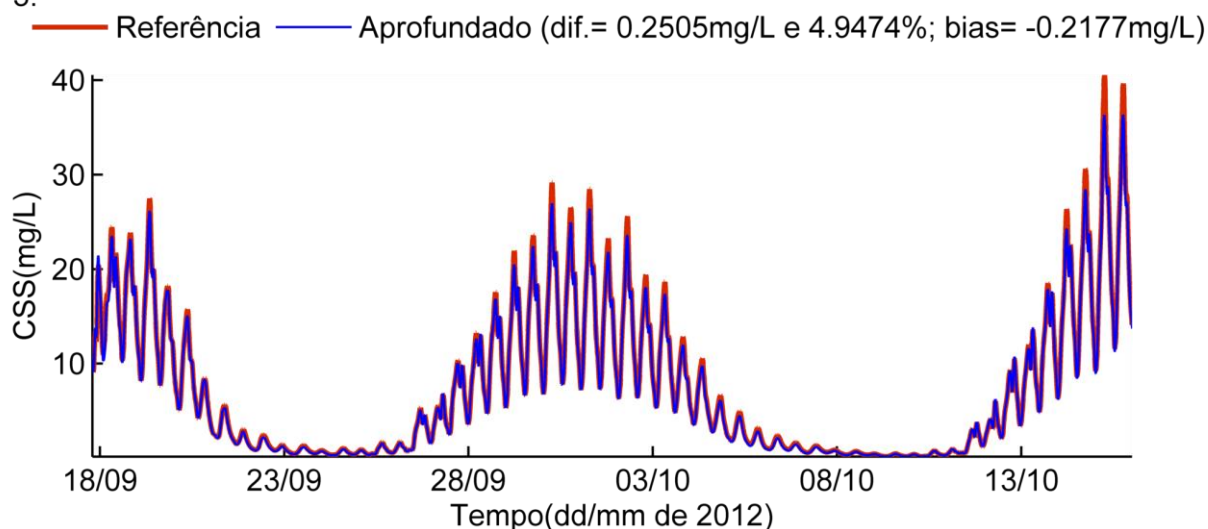


Figura 37 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P3. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos.

P7:

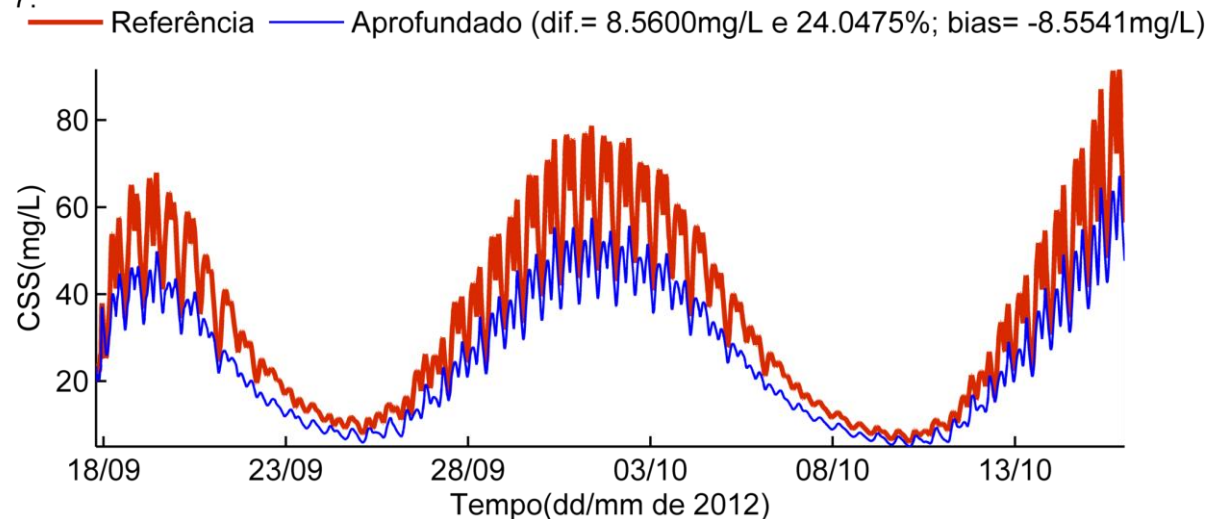


Figura 38 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P7. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos.

P20:

— Referência — Aprofundado (dif.= 7.1910mg/L e 29.2141%; bias= -7.1884mg/L)

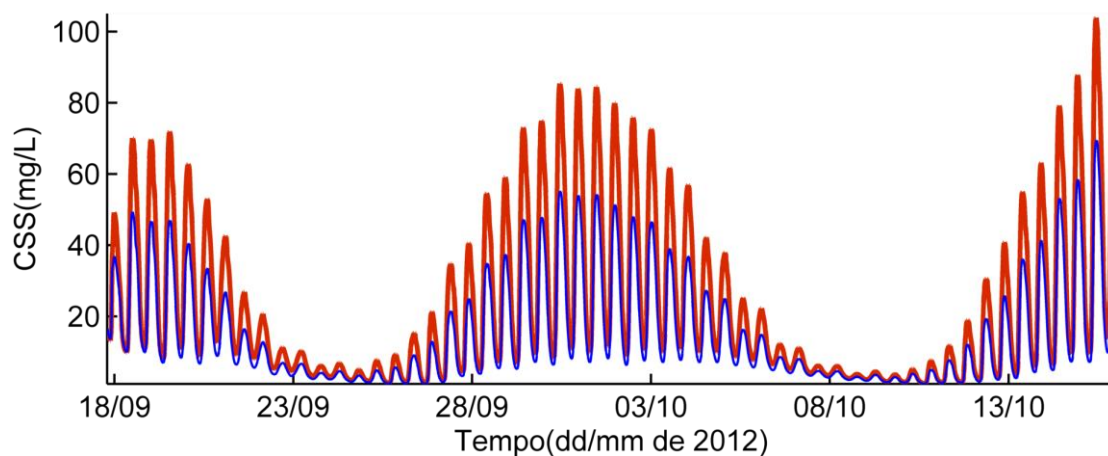


Figura 39 - Comparação entre as séries de concentração de sedimento suspenso (CSS) simuladas para os experimentos Referência e Aprofundado no ponto P20. Onde dif. indica o valor de MAE (mg/L) e MAPE (%) obtidos.

A redução dos valores de CSS na região aprofundada ocorreu de maneira homogênea nos momentos de maré avaliados (Figura 40 e Figura 41), diferente do obtido para as correntes, onde houve variações do sinal das diferenças calculadas.

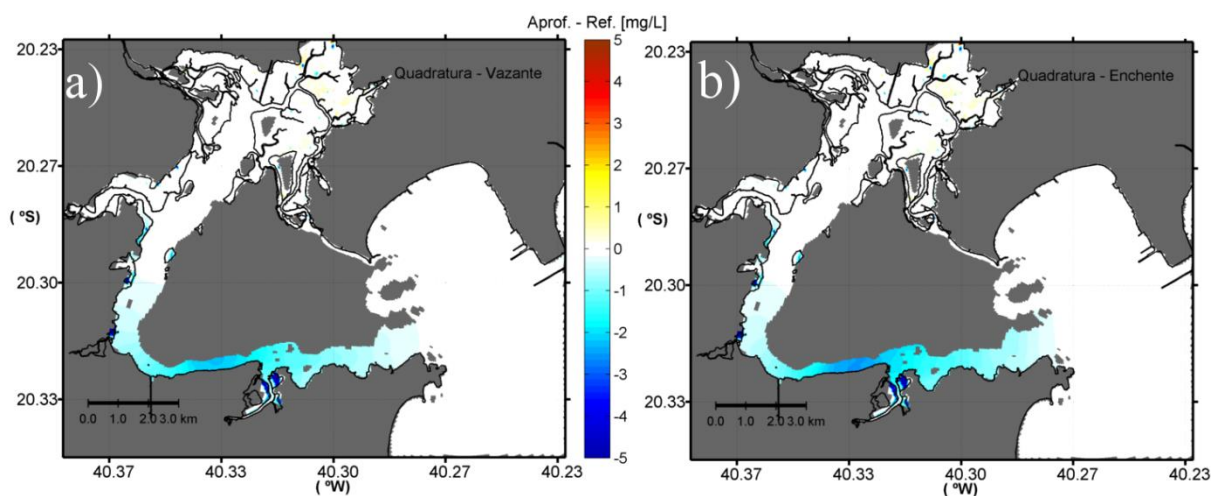


Figura 40 - Diferença entre as concentrações de sedimento suspenso do experimento Aprofundado e Referência em um momento de máxima vazante (a) e máxima enchente (b) no período de quadratura (08/10/12 16h e 8h UTC, respectivamente).

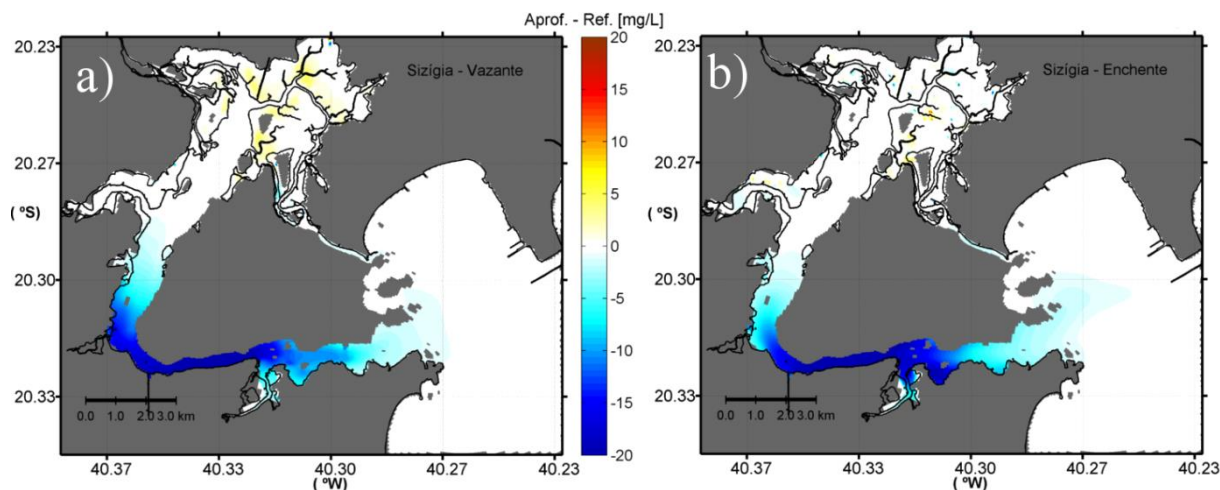


Figura 41 - Diferença entre as concentrações de sedimento suspenso do experimento Aprofundado e Referência em um momento vazante (a) e um de enchente (b) no período de sizígia (30/09/12 8h e 4h UTC, respectivamente).

As maiores diferenças de CSS ocorreram durante a sizígia, tanto em mg/L quanto em porcentagem. Nos momentos de maré representados nas Figura 40 e Figura 41 as diferenças em porcentagem durante a sizígia estiveram entre 20 e 40% e na quadratura entre 15 e 20% na região do canal em que se representou o aprofundamento do canal.

Dessa maneira, os experimentos simulados sugerem uma redução dos valores de CSS localizada sobre a área aprofundada e regiões adjacentes próximas, com um impacto médio de cerca de 30% nos valores de CSS, o que representou uma diferença média de cerca de 8 mg/L. Essas diferenças foram decorrentes da redução dos valores de tensão de cisalhamento de fundo sobre essa mesma região (Figura 34), o que resulta na redução dos fluxos de sedimento do fundo para a coluna de água e, consequentemente, das concentrações de sedimento suspenso.

Diferente do que é sugerido pelos resultados obtidos para os experimentos simulados, muitos dos locais em que o aprofundamento de um canal estuarino resultou em impactos na dinâmica sedimentar local, houve o aumento da CSS no local e/ou aumento da deposição sedimentar (KENDRICK, 1993). Dentre as consequências citadas pelo autor deste tipo de intervenção em estuários está a criação de uma nova e/ou maior necessidade de dragagem de manutenção.

O aprofundamento do baixo rio Ems, por exemplo, resultou em uma forte amplificação da maré e aumento da CSS no canal fluvial (DE JONGE *et al.*, 2014). Van Maren *et al.* (2015) relatam um aumento das concentrações de sedimento suspenso no estuário Ems, sendo a intensificação da circulação estuarina induzida pela salinidade a causa mais provável

apontada. Van Maren *et al.* (2015) ressaltam que a consequente intensificação das taxas de sedimentação resulta em um aumento das dragagens de manutenção e dos descartes dos materiais dragados em regiões adjacentes ao estuário.

Apesar dos experimentos estudados indicarem a redução da CSS na região aprofundada da Baía de Vitória, as constatações feitas acerca do transporte de sedimento local indica que o efeito associado a esse padrão pode ser análogo ao relatado pelos autores. Esta redução de CSS obtida foi condicionada por uma diminuição nos fluxos erosivos locais. A redução nas taxas de erosão pode resultar, por exemplo, em um aumento na demanda de dragagens de manutenção necessárias para manter as profundidades alcançadas, porém, as consequências das modificações decorrentes do aprofundamento dependem fortemente da existência de um estado de equilíbrio do estuário e da disponibilidade de sedimentos transportáveis (KENDRICK, 1993).

Além disso, com o aprofundamento observou-se uma tendência de redução das magnitudes das velocidades para a maior parte do tempo simulado, com exceção das enchentes durante as quadraturas, o que, em longo prazo, pode ser responsável por efeitos não observados no período simulado.

Kuang *et al.* (2013) ao investigar o assoreamento a montante de um dos canais do estuário de Hangzu (China), encontrou que o aumento da deposição sedimentar estava associado com a redução da vazão e do transporte de sedimentos no canal estudado. Isso ocorreu em função do desvio do escoamento durante a vazante para um canal ao sul, ocasionando uma redução de 15% do volume que escoava para o canal estudado.

A comparação dos resultados de erosão e deposição do experimento Aprofundado (Figura 42) e Referência (Figura 42) apontam para uma redução na erosão ao longo do canal aprofundado, indicada pelos valores positivos ao longo do canal na Figura 43. A partir da diferença entre os resultados, também se observa uma redução da deposição, indicada pelos valores positivos na Figura 43, que ocorreu ao longo de regiões mais rasas adjacentes à calha principal do canal, localizados a jusante da Baía de Vitória.

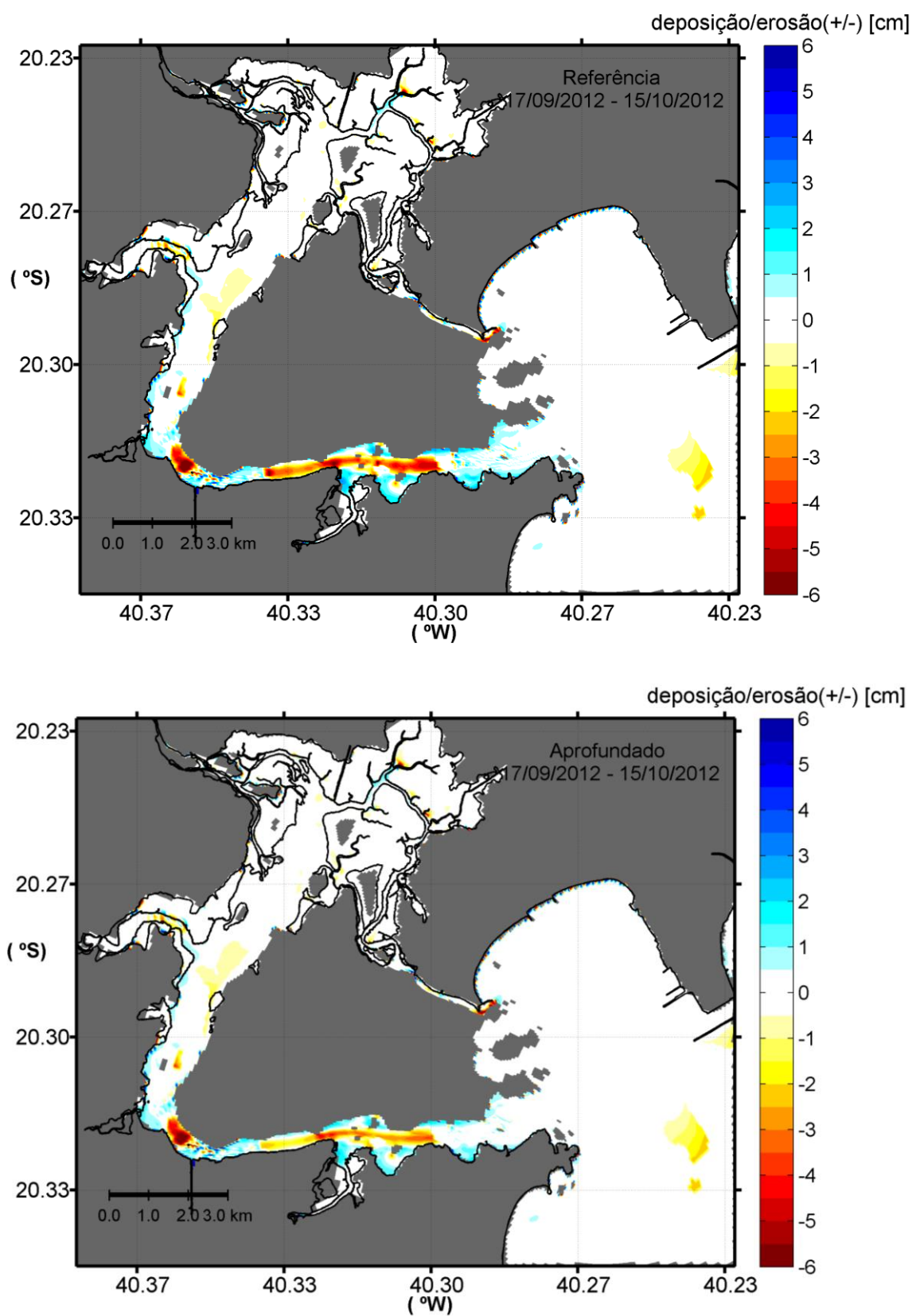


Figura 42- Erosão, valores negativos, e deposição, valores positivos, computados ao longo de cerca de 28 dias de simulação para os experimentos Referência (acima) e Aprofundado (abaixo).



Esses locais, localizados nas adjacências do Rio Aribiri e a jusante dele, se mostraram como favoráveis à deposição do material ressuspenseo ao longo dos ciclos de maré (Figura 42). Isso ocorre em função da menor profundidade e, portanto, menor velocidade sobre a região, além da tendência de se formarem recirculações nesses locais, principalmente nas enchentes, que favorecem a deposição de sedimentos no local. Porém, a redução da erosão na região aprofundada (Figura 43) resultou em menores CSS e, portanto, em menores taxas de deposição.

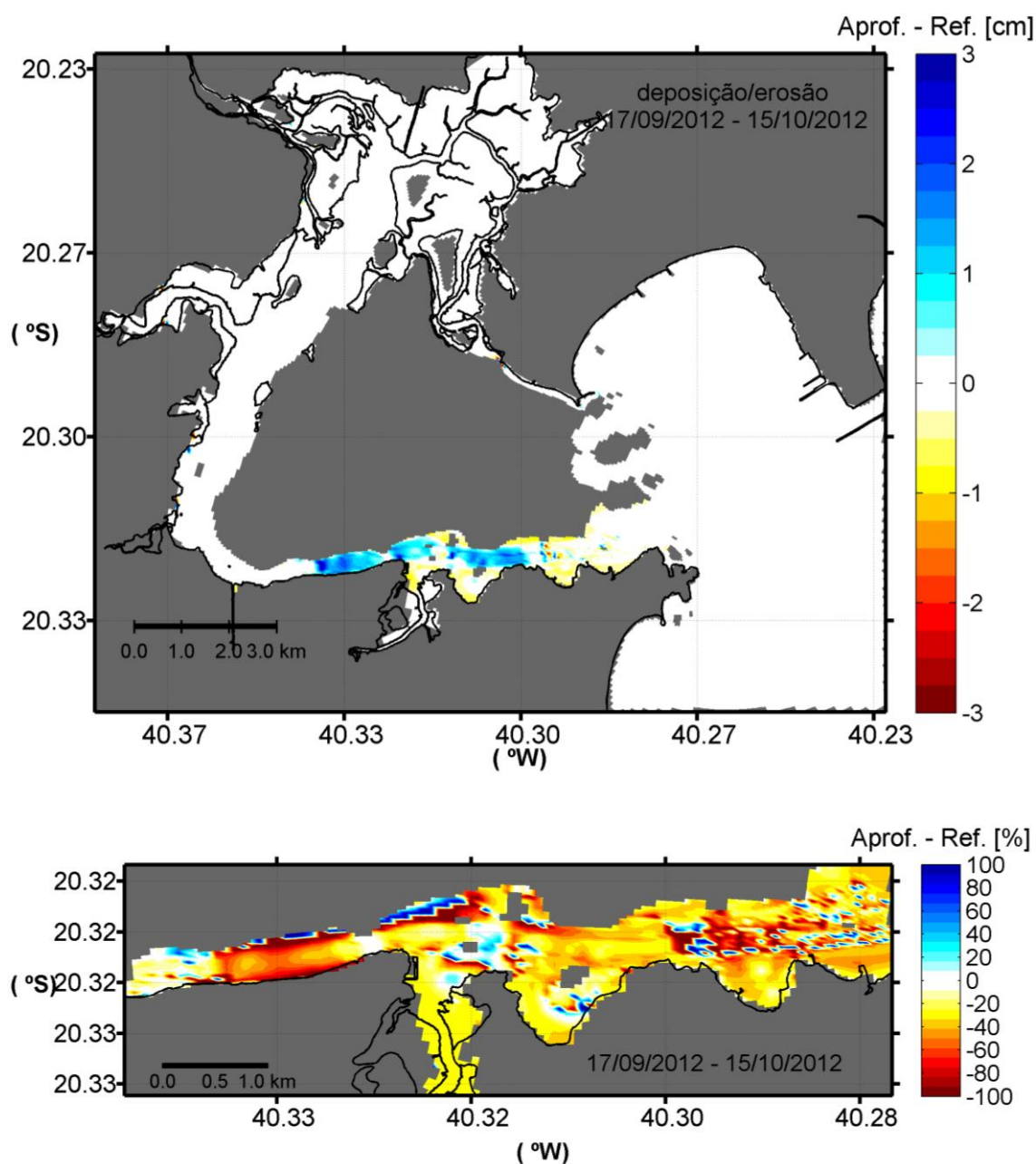


Figura 43 - Diferença entre os valores de erosão e deposição dos experimentos Aprofundado e Referência em centímetros, acima, e em porcentagem, abaixo.

As diferenças de erosão/deposição entre os experimentos variaram entre 20 e 60% na maior parte da região em que as maiores diferenças são observadas.

As modificações mais proeminentes observadas nos padrões de erosão e deposição entre os experimentos simulados foram as reduções nos valores de erosão e deposição após o período de 28 dias simulados, e não uma mobilização dessas áreas.

Godinho (2009) registrou uma variação morfológica superficial, acrescional, de cerca de 5-6 cm em um trecho de manguezal da Baía de Vitória, durante o período entre 2007 e 2009, sendo que houveram períodos em que houve uma variação de até ~3,5 cm no intervalo de um mês. Dando continuidade ao monitoramento iniciado por Godinho (2009), Wiorek (2013) registrou uma tendência acrescional em torno de 3 cm, durante o período entre 2010 e 2012, quando ocorreram variações mensais de até 2 cm. Apesar de ambos os autores registrarem uma tendência acrescional do ambiente ao final dos anos monitorados, houve oscilações do padrão de variação morfológica nos pontos monitorados de mês para mês, ou seja, ocorreram tanto meses com predomínio de erosão quanto meses com predomínio de deposição.

Na Figura 42, é possível observar que na região em que foram obtidos os maiores valores de erosão/deposição, os valores variaram entre +2 e -4 cm, sendo que os valores positivos e negativos indicam deposição e erosão, respectivamente, ocorrendo valores máximos de cerca de -6 cm ao longo do período de simulação (~28 dias).

Os valores de erosão e deposição obtidos para a região do canal do Porto de Vitória (Figura 42) são da mesma ordem dos dados medidos por Godinho (2009) e Wiorek (2013), o que, apesar das diferenças entre os ambientes avaliados, sugere que os resultados obtidos com o modelo de transporte de sedimentos permitem realizar análises qualitativas acerca dos padrões locais. Porém, análises quantitativas demandam dados mais precisos para a calibração e validação do modelo de transporte de sedimentos, que não se encontravam disponíveis para elaboração do presente trabalho.

O período simulado corresponde a um período de baixa vazão fluvial na região, o que foi indicado pelos dados utilizados para o Rio Santa Maria da Vitória, que apresentou uma vazão de 13,75 m<sup>3</sup>/s, sendo que a média histórica (HidroWeb, estação de Santa Leopoldina) é de cerca de 15 m<sup>3</sup>/s e as máximas variam em torno de 40 m<sup>3</sup>/s. Isso pode estar relacionado com a baixa contribuição dos tributários considerados para os valores de CSS obtidos ao longo da Baía de Vitória nas simulações realizadas.



As modificações observadas nos padrões de concentração de sedimento suspenso e de erosão e deposição são limitadas às considerações do modelo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos e ao período considerado nas simulações. Dentre os processos que não são resolvidos na modelagem dos experimentos simulados estão processos relacionados com a dinâmica sedimentar, como a formação de lama fluida, a flocculação dos sedimentos coesivos e consolidação dos sedimentos depositados e o efeito da biota na erodibilidade do fundo. A contribuição relativa desses mecanismos varia entre diferentes estuários, mas também pode variar no tempo em função de intervenções antrópicas (WINTERWERP, 2011). Além disso, em função do período simulado, os resultados não fornecem informações acerca do impacto das alterações observadas no balanço sedimentar do estuário a longo prazo, como ao longo de um ciclo anual, por exemplo, cobrindo estações secas e chuvosas e de alta e baixa vazão dos tributários que desaguam na baía.

Van Maren *et al.* (2015) indicam que a não representação da formação de lama fluida foi responsável pelos maiores desvios entre as CSS medidas e modeladas obtidos pelos autores. Além disso, os resultados dos autores demonstram que a representação da circulação estuarina tridimensional foi essencial na simulação do aumento das CSS observada nos dados medidos. No presente trabalho, o impacto do aprofundamento na circulação tridimensional, que muitas vezes resulta no aumento do transporte de sedimento para montante do estuário, não foi representado. Esse padrão é esperado em função de correntes de densidade induzidas pelo aumento nos gradientes de salinidade, que pode ocorrer em decorrência do aprofundamento. No entanto, a influência dos gradientes termohalinos na dinâmica estuarina foi parcialmente considerada no modelo 2DH a partir dos termos das componentes horizontais do gradiente de pressão na conservação da quantidade de movimento, em que a massa específica é definida como função da temperatura e salinidade.

O impacto decorrente da intensificação da circulação estuarina está associado com a circulação estuarina tridimensional, que é modulada pelo tipo de mistura do estuário. Garonce e Quaresma (2014) relatam uma redução da mistura na Baía de Vitória nas quadraturas, que, durante alguns instantes no período de cheia analisado pelas autoras, classificou o estuário como estratificado. Assim, caso ocorram impactos não observados em função da representação 2DH do modelo, espera-se que esses sejam mais pronunciados durante a quadratura, quando a mistura é reduzida, e em períodos de cheia.

## 6. CONCLUSÕES

Um modelo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos foi implantado para o Sistema Estuarino da Ilha de Vitória. O modelo hidrodinâmico foi avaliado quanto à sensibilidade às diferentes forçantes que atuam no sistema e validado com dados medidos de corrente e elevação. O modelo de transporte de sedimentos foi calibrado de forma a melhor representar as concentrações de sedimentos suspensos na Baía de Vitória. O modelo foi então utilizado para analisar os potenciais impactos de um aprofundamento do canal estuarino na hidrodinâmica e no transporte de sedimentos na Baía de Vitória. Para isso, foram simulados dois experimentos, o Referência, batimetria referente a um período prévio ao início do projeto de dragagem, e Aprofundado, no qual a batimetria é aprofundada para 14m (NMM) na área prevista pelo projeto da CODESA.

- O modelo numérico hidrodinâmico reproduziu satisfatoriamente os dados observados de elevação, velocidade, temperatura e salinidade na Baía de Vitória.

Os resultados das simulações realizadas, para avaliar a sensibilidade do modelo hidrodinâmico à representação das diferentes forçantes consideradas, indicam que a forçante de maior influência nas elevações e velocidades das correntes na Baía de Vitória é a maré astronômica.

Com relação às elevações, a representação da maré meteorológica no modelo permitiu uma redução de 31% do erro calculado em relação aos dados medidos, sendo essa a forçante de maior impacto também na melhoria dos erros das velocidades, de 3%. Com relação às elevações, a representação do vento e pressão atmosférica local resultou em um impacto positivo de apenas 0,5%. Para a magnitude da velocidade, a representação dos gradientes termohalinos resultou em uma pequena melhoria de 0,8%. A simulação tridimensional quando comparada à bidimensional (2DH), considerando todas as forçantes, resultou em uma melhoria nos resultados de elevação de 2% e de correntes de 5%.

Assim, os resultados sugerem que a principal forçante capaz de alterar os padrões de elevação, predominantemente induzidos pela maré astronômica, é a maré meteorológica. Já com relação à magnitude das velocidades na Baía de Vitória, o efeito decorrente do alagamento e secamento da região de manguezal parece ser o fator secundário de maior influência.

- A partir da calibração dos parâmetros testados no modelo de transporte de sedimento foi possível obter valores de CSS condizentes com valores medidos por outros autores em momentos de sizígia e quadratura na Baía de Vitória. Porém, os resultados das simulações indicam que a representação de alguns dos parâmetros que determinam a taxa de erosão e deposição, na formulação utilizada para os sedimentos coesivos como um valor fixo ao longo do tempo, representa uma limitação na modelagem da CSS ao longo do ciclo sizígia/quadratura. Isso pode ser concluído, uma vez que o valor do parâmetro de erosão que resultou em uma maior aproximação dos resultados modelados de dados medidos durante uma quadratura, resultou em valores muito elevados da CSS durante a sizígia. Assim, para uma calibração satisfatória do modelo de transporte de sedimentos são fundamentais séries temporais de dados medidos de CSS, abrangendo os ciclos diurnos e de sizígia e quadratura da maré, além de dados medidos acerca da erosão/deposição no canal estuarino, sendo que não só dados para a verificação do modelo são necessários, mas também séries de dados acerca do transporte de sedimento suspenso e como carga de fundo para serem fornecidos nos contornos abertos nos tributários afluentes à baía. Essas informações não se encontravam disponíveis com tal qualidade para a realização do presente estudo.
- Os resultados obtidos, a partir dos experimentos simulados, sugerem que o impacto do aprofundamento do canal nas velocidades do escoamento é maior na região da área aprofundada. Nessa área o aprofundamento resultou em uma redução nas magnitudes das velocidades para a maior parte do tempo, e a média das diferenças entre os experimentos foi de cerca 0,03 m/s, com um impacto médio nas velocidades de aproximadamente 20%. Com relação à elevação, os resultados sugerem um impacto muito menor, da ordem de milímetros. Assim, as alterações na hidrodinâmica sugeridas pelos resultados possuem o potencial de impactar os padrões de transporte de constituintes, como poluentes e sedimentos na Baía de Vitória.  
Quanto à concentração de sedimentos suspensos, os resultados sugerem uma redução dos valores na região da área aprofundada e regiões adjacentes próximas, com um impacto médio de cerca de 30% nos valores de CSS, o que representou uma diferença média de cerca de 8 mg/L. Estas diferenças são explicadas pela redução dos valores de tensão de cisalhamento de fundo sobre essa mesma região, reduzindo os fluxos de sedimento do fundo para a coluna de água e, conseqüentemente, as concentrações de sedimento suspenso.

As diferenças de erosão/deposição entre os experimentos variaram entre 20 e 60% na maior parte da região em que as maiores diferenças são observadas, entre a desembocadura da Baía de Vitória e o Porto de Vitória. As modificações mais proeminentes observadas nos padrões de erosão/deposição, entre os experimentos simulados, foi a redução da erosão na região aprofundada do canal e da deposição em regiões mais rasas adjacentes ao canal aprofundado. Porém, em função das limitações dos dados de carga de sedimentos utilizados nos contornos dos tributários afluentes da Baía de Vitória, medidas referentes à um ciclo de maré e consideradas constantes ao longo da simulação, e do curto período simulado, ~28 dias, os resultados não fornecem informações acerca do impacto das alterações observadas no balanço sedimentar do estuário a longo prazo.

## 7. REFERÊNCIAS

- ALLEN, J.J., SOMERFIELD, P.J., GILBERT, F.J. Quantifying uncertainty in high resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. *Journal of Marine Systems*, v.64, p.3–14, 2007.
- ALMEIDA, J.L.D.S.S. de. *Análise da contaminação dos sedimentos de dragagem do Canal do Fundão*. Dissertação (Mestrado), Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 152p, 1999.
- AMORIN, F. N., 2011. *A Dinâmica Sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira entre 10°S e 16°S*. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 165 pp.
- AUCAN, J.; RIDD, P. V. Tidal asymmetry in creeks surrounded by salt flats and mangroves with small swamp slopes. *Wetlands Ecology and Management*, v. 8, n. 4, p. 223–231, 2000.
- BAPTISTELLI, S. C., 2008. *Análise crítica da utilização de modelagem matemática na avaliação da dispersão de efluentes leves no litoral da Baixada Santista (Estado de São Paulo)*. São Paulo: Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 314 p., Tese (Doutorado) - Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária.
- BARBOSA, A. A. *Avaliação do impacto humano no padrão de sedimentação. Exemplo do Saco do Bracuí, Angra dos Reis, Rio de Janeiro*. Dissertação (doutorado), Departamento de Geoquímica (Geociências), Universidade Federal Fluminense, 109p., 2001.
- BARRETO, F. T. C. *Estudo da resposta do campo de escoamento à variação da velocidade das correntes de contorno oeste no Embaimento de Tubarão-ES*. 2014. f.88, Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2014.
- BARRETO, F. T. C.; JESUS, L. C.; CHACALTANA, J. T. A. Comparação entre o método das características e o método da radiação aplicados na simulação da circulação baroclínica para uma região de meso-escala. In: SIMPÓSIO SOBRE ONDAS, MARÉS, ENGENHARIA OCEÂNICA E OCEANOGRAFIA POR SATÉLITE – OMAR-SAT, 10, 2013. Rio de Janeiro. *Anais...* Cabo Frio: IEAPM, 2013. CD-ROM.
- BARROS FILHO, G. C. *Identificação dos Processos Físicos na Hidrodinâmica das Águas do Entorno da Ilha de Vitória – ES*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Ambiental,

Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, UFES, Vitória, Brasil, 2002.

BARTH, A.; ALVERA-AZCÁRATE, A.; WEISBERG, R. H. Benefit of nesting a regional model into a large-scale ocean model instead of climatology. Application to the West Florida Shelf. *Continental Shelf Research*. v. 28, p.561-573, 2008.

BASTOS *et al.* Dinâmica Sedimentar e Morfologia de Fundo do sistema Estuarino de Vitória, ES. In: Simpósio Baías – Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2, 2007. *Anais...* Disponível em: [http://www.abequa.org.br/mostra\\_sessao.php?sessao=11](http://www.abequa.org.br/mostra_sessao.php?sessao=11). Acesso em: 1 Nov. de 2014.

BLOTT, S. J.; PYE, K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 26, n. 11, p. 1237–1248, out. 2001.

BLUMBERG, A.F., *A primer for Ecomsed*. Technical report of HydroQual, Mahwah, N.J., p.188, 2002.

BLUMBERG, A.F., Mellor, G.L., 1987. *A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model*. In: Heaps, N.S. (Ed.), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, Washington, D.C. 16 pp.

BOOIJ, N., HOLTHUIJSEN, L.H., RIS, R.C. The SWAN wave model for shallow water. *Proc. 25th Int. Conf. on Coastal Eng. . ASCE*, Orlando, USA, vol. 1, pp. 668–676, 1996.

BORMA, L. de S. *Acidificação e liberação de metais pesados em sedimentos dragados ricos em sulfetos de Fe*. Dissertação (Mestrado), Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 183p, 1998.

BRANT, P. G. C. *Modelagem hidrodinâmica ambiental de dragagem no canal de acesso ao Porto de Tubarão e na região de bota fora – ES*. 2004. f.136, Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

CAMARGO, R. DE *et al.* Avaliação Das Previsões De Maré Meteorológica Realizadas Com O Princeton Ocean Model No Laboratório Master/Iag/Usf. *XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2002.

CASSINI, P. S. *Aplicação do modelo EPA-Aquatox à Baía de Vitória (Vitória/ES)*. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2011.

CASTRO, S. M.; ALMEIDA, J. R. Dragagem e conflitos ambientais em portos clássicos e modernos: uma revisão. *Soc. & Nat.*, Uberlândia, v.24, n. 3, p.519-534, 2012.

CHASSIGNET *et al.* US GODAE: Global Ocean Prediction with the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). *Oceanography*, 22, n. 2, p. 64-75, 2009.

CHENG, N. S. Simplified settling velocity formula for sediment particle. *Journal of Hydraulic Engineering*, v.123, n.2, p.149–152, 1997.

CLARKE, S.; ELLIOT, A. J. Moedlling suspended sediment concentrations in the Firth of Forth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 47, p. 235–250, 1998.

CODESA, 2010. Informe Porto de Vitória Online: Obras do Porto de Vitória começam em abril. 2º Quinzena de Março de 2010, ano 4, n.71. Disponível em: < <http://www.codesa.gov.br/Site/LinkClick.aspx?fileticket=LjqQeEraqdg%3D&tabid=541&language=en-US> >. Acesso em: 14 de nov. de 2014.

CODESA, 2012. Plano Diretor de Tecnologia da Informação (PDTI) da CODESA: 2012-2014 Disponível em: <<http://www.codesa.gov.br/Site/LinkClick.aspx?fileticket=98YiL0qTtQY%3d&tabid=70&mid=424&language=pt-BR>>. Acesso em: 14 de nov. de 2014.

CODESA, 2014. Obra do Porto de Vitória vai ser entregue em novembro, diz Codesa. Disponível em: < <http://g1.globo.com/espírito-santo/noticia/2014/07/obra-do-porto-de-vitoria-vai-ser-entregue-em-novembro-diz-codesa.html> >. Acesso em: 14 de nov. de 2014.

CUMMINGS, J. A. Operational Multivariate ocean data assimilation. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 131 (613), p. 3583-3604, 2005.

CUNHA, C. DE L. DA N. *et al.* Hydrodynamics and water quality models applied to Sepetiba Bay. *Continental Shelf Research*, v. 26, n. 16, p. 1940–1953, 2006.

CURBANI, F. E. *Modelagem da qualidade da água da Baía de Vitória*. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do

Espírito Santo, Vitória, 2016.

D'AGOSTINI, D. P. *Fácies sedimentares associadas ao sistema estuarino da Baía de Vitória (ES)*. 2005. Monografia (Graduação) – Departamento de Ecologia e Recursos Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2005.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62, 1130-1146. 1992.

DE JESUS, H. C. *et al.* Distribuição de metais pesados em sedimentos do sistema estuarino da ilha de Vitória-es. *Química Nova*, v. 27, n. 3, p. 378–386, 2004.

DE JONGE, V. N. *et al.* The influence of channel deepening on estuarine turbidity levels and dynamics, as exemplified by the Ems estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 139, p. 46–59, 2014.

DELTARES. *Manual do usuário : Delft3D-FLOW User Manual*, versão 3.15.30932, 2013.

DIAS, K. Dragagem do Porto de Vitória recomeça a partir do dia 20 deste mês. CBN Vitória. Disponível em: <[http://www.gazetaonline.com.br/\\_conteudo/2016/06/cbn\\_vitoria/reportagens/3948315-dragagem-do-porto-de-vitoria-recomeca-a-partir-do-dia-20-deste-mes.html](http://www.gazetaonline.com.br/_conteudo/2016/06/cbn_vitoria/reportagens/3948315-dragagem-do-porto-de-vitoria-recomeca-a-partir-do-dia-20-deste-mes.html)>. Acesso em: 4 de jun. de 2016.

DISSANAYAKE, P. K., 2011. *Modelling Morphological Response of Large Tidal Inlet Systems to Sea Level Rise*. Tese (Doutorado), Universidade de Tecnologia de Delft, UNESCO-IHE Institute for Water Education, Delft (Países Baixos).

DISSANAYAKE, P. K.; WURPTS, A.; MIANI, M.; KNAACK, H.; NIEMEYER, H.D.; ROELVNINK, J. A. Modelling morphodynamic response of a tidal basin to an anthropogenic effect: Ley Bay, East Frisian Wadden Sea – applying tidal forcing only and different sediment fractions. *Coastal Engineering*, v.67, p. 14–28, 2012.

DTA Engenharia/CODESA. *1º a 5º Relatório Trimestral de atividades de monitoramento Ambiental: Prestação de serviços técnicos especializados de gerenciamento ambiental das obras de dragagem de aprofundamento e de derrocagem do canal de acesso, bacia de*



*evolução e berços de atracação do Porto de Vitória-ES. Datas de referência: 01/2011 – 10/2013.* CODESA. Vitória. 2011/2013.

EGBERT, G. D.; EROFEEVA, S. Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, p. 183-204, 2002.

ENGELUND, F.; E. HANSEN. *A monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams*, Ed.2, Teknisk Forlag, Copenhagen, 1967.

FEMAR. Fundação de estudos do mar: Catálogo de estações maregráfica brasileiras. Disponível em: <<http://www.fundacaofemar.org.br/biblioteca/emb/tabelas/163.html>>. Acesso em: 1 de jan. 2016.

GARCIA, G. E. *Implementação De Modelo Numérico Para Avaliação Do Transporte De Sedimentos No Reservatório De Itaipu – PR.* 2008. 143 f., Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná., Curitiba, 2008.

GARCIA, G. E.; GONÇALVES, J. E. Implementação de Modelo Numérico para Avaliação do Transporte de Sedimentos no Reservatório de Itaipu — PR. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 16, n. 3, p. 49–58, 2011.

GARONCE, F. A. A.; QUARESMA, V. S. Hydrodynamic aspects at Vitória Bay Mouth, ES. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, v. 86, n. 2, p. 555–570, 2014.

GARRATT J. R. (1977). Review of drag coefficients over oceans and continents. *Mon Weather Rev* v.105, p.915–929.

GERRITSEN, H.; GOEDE, E.D.; PLATZEK, F.W.; GENSEBERGER, M.; KESTER, J.A.; UITTENBOGAARD, R. E. *Validation Document Delft3d-Flow -A Software System for 3D Flow Simulations*. WL | Delft Hydraulics, 2007.

GODINHO, E. *Variação morfológica superficial de um trecho de manguezal da baía de vitória.* Monografia (Graduação), Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009. Disponível em: <<http://www.oceanografia.ufes.br/sites/oceanografia.ufes.br/files/field/anexo/ESTEF%C3%82NIA%20GODINHO.pdf>>.

HIDROWEB (Sistema de Informações Hidrológicas). Agência Nacional de Águas – ANA. Disponível em < <http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acessado em: 14 de nov. de 2014.

HORSTMAN, E. M. *The Mangrove Tangle Short-Term Bio-Physical Interactions in Coastal Mangroves*. 2014. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação da Universidade de Twente, Faculdade de Engenharia e Tecnologia, Departamento de Engenharia e Manejo de Água, Twente, 2014.

HORSTMAN, E.; DOHMEN-JANSSEN, M.; HULSCHER, S. Modeling tidal dynamics in a mangrove creek catchment in Delft3D. *Coastal Dynamics*, p. 833–844, 2013.

HORSTMAN, E.; DOHMEN-JANSSEN, M.; HULSCHER, S., 2013. Modeling tidal dynamics in a mangrove creek catchment in delft3d. In: International Conference on Coastal Dynamics (Arcachon, France), 7, 2013. *Anais...* p. 833–844, 2013.

HU *et al.* A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China. *Journal of Marine Systems*, v.77 p.114–136, 2009.

HYCOM. Consortium for Data Assimilative Modelling – HYCOM + NCODA Global 1/12° Analysis. Disponível em: <<http://www.hycom.org/dataserver/glb-analysis/>>. Acesso em: 2 jan. 2014.

IJSN (INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES). *Desempenho do setor portuário do Espírito Santo*. Nota Técnica 39. Vitória, 2013.

JESUS, L. C. *Estudo da maré barotrópica e da geração de maré baroclínica para a região costeira e oceânica ao largo da costa do Espírito Santo*. 2014. f.77, Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2014.

KANAMITSU, M. *et al.* NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 83, n. 11, p. 1631–1643+1559, 2002.

KENDRICK, M. P. Cohesive sediments, estuaries and Dredging: Estuarial Problems. In: ABBOTT, M. B.; PRICE, W. A. (Orgs.). *Coastal, Estuarial and Harbour Engineer's Reference Book*. Boundary Row: Chapman & Hall, 1993, p. 615 – 634.

KOLMOGOROV, A. N. Equations of turbulent motion in incompressible fluid. *Izv. Akad.*

*Nauk. SSR, Seria fizicheskaya* Vi n. 1 2 (1-2): 56–58, 1942. English translation: 1968 Imperial College, Mech. Eng. Dept. Rept. ON/6.

KUANG *et al.* Comprehensive analysis on the sediment siltation in the upper reach of the deep-water navigation channel in the Yangtze Estuary. *Journal of hydrodynamics*. v.26, n. 2, p.299-308, 2014.

KUANG *et al.* Numerical prediction of medium-term tidal flat evolution in the Yangtze Estuary - impacts of the Three Gorges Project. *Continental Shelf Research*, v.52, p.12-26, 2013.

KUMAR *et al.* (2009). Parameterization of sea surface drag under varying sea state and its dependence on wave age. *Nat Hazards*, v.49, p.187–197.

LACERDA, K. C.; CURBANI, F. E.; BARRETO, F. T. C.; CHACALTANA, J. T. A. 2015. Modelagem do impacto da vegetação de manguezal no escoamento estuarino: Baía de Vitória, ES-Brasil. *I Congresso Internacional de Hidrossedimentologia*. Disponível em: <<http://files.congresso-hidrossedimentologia.webnode.com/200000279-66f8568ec9/SED169 - Kaio Calmon Lacerda.pdf>>.

LANE, E. W. Report of the subcommittee on sediment terminology. *Transactions of the American Geophysical Union*. v.28, n.6, p. 936-938, 1947.

LARGE, W. G.; POND, S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Ocean.*, 11, p. 324-481, 1981.

LE HIR, P. *et al.* Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, v. 20, n. 12-13, p. 1433–1459, 2000.

LEONE, G. C.. *Influência do estreitamento da Ponte da Passagem no campo de velocidades do Canal da Passagem, Vitória-ES*. Monografia (Graduação), em Oceanografia. Vitória, 2007.

LESSER, G. R. *An approach to medium-term coastal morphological modelling*. Dissertação (Doutorado), Universidade de tecnologia de Delft – Conselho Científico UNESCO-IHE *Institute for Water Education*, Delft, 2009.

LINDSAY, P.; BALLS, P. W.; WEST, J. R. Influence of Tidal Range and River Discharge on

Suspended Particulate Matter Fluxes in the Forth Estuary (Scotland). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 42, n. 1, p. 63–82, 1996.

LYARD, F. *et al.* Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, v. 56, n. 5-6, p. 394–415, 2006.

MACINA, I. L. F.; MENDONÇA, A. S. F. 2000. Avaliação Da Qualidade Da Água a Montante E a Jusante De Reservatórios Localizados Na Bacia Do Rio Santa. In: XXVII Congresso Interamericano De Engenharia Sanitária E Ambiental, 2000. *Anais...* Disponível em: <http://www.bvsde.paho.org/bvsaidis/caliagua/v-023.pdf>. Acesso em: 1 Nov. de 2014.

MARTIN, J. L.; MCCUTCHEON, S. C. *Dynamic Modeling of Estuaries*. In: MARTIN, J. L.; MCCUTCHEON, S. C. *Hydrodynamics and transport for water quality modeling*. Florida: CRC Press, 1999. pp. 646-647.

MASSELINK, G.; HUGES, M. *An introduction to coastal process and geomorphology*. Ed.1. Londres: Hodder Education, 2003. 354 p.

MEHTA, A. J. Characterization of Cohesive Sediment Properties and Transport Processes in Estuaries. In: MEHTA, A. J. *Estuarine Cohesive Dynamics*. Springer Verslag, 1984.

MEHTA, A. J. Cohesive sediments, estuaries and Dredging: Cohesive sediments in coastal Engineering applications. In: ABBOTT, M. B.; PRICE, W. A. (Orgs.). *Coastal, Estuarial and Harbour Engineer's Reference Book*. Boundary Row: Chapman & Hall, 1993, p. 597 – 609.

MMA. Caderno setorial de recursos hídricos: transporte hidroviário Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. – Brasília: MMA, 2006. Disponível em: <[http://www.mma.gov.br/estruturas/161/\\_publicacao/161\\_publicacao23022011031906.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/161/_publicacao/161_publicacao23022011031906.pdf)>. Acesso em: 1 de abril de 2016.

MOURA, M. G. *et al.* Field observations of SPM using ADV, ADP, and OBS in a shallow estuarine system with low SPM concentration-Vitória Bay, SE Brazil. *Ocean Dynamics*, v. 61, n. 2-3, p. 273–283, 2011.

NASCIMENTO, T. F. *Análise da influência da descarga do Rio Santa Maria da Vitória sobre a propagação da onda de maré e da hidrodinâmica tridimensional da Baía de Vitória*.

Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2013.

NASCIMENTO, T. F. *Análise da influência do estreitamento na hidrodinâmica do Canal Da Passagem através de modelagem numérica*. Monografia (Graduação), Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009.

NASCIMENTO, T. F. do; CHACALTANA, J. T. A; PICOLLI, F.P. Análise da Influência do Alargamento de um Estreitamento na Hidrodinâmica do Canal da Passagem, Vitória-ES, Através de Modelagem Numérica. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.18, n.3, 2013.

NEVES, R. C. *et al.* Sedimentary transport in coastal bays: case study of Vitória and Espírito Santo Bays – ES – Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 30, p. 181–189, 2012.

NUNES, A. L. *Determinação das marés meteorológicas na região da baía do espírito santo e sua influência na drenagem de águas continentais*. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2007.

PATCHINEELAM, S. M.; SOARES, C. R.; CALLIARI, L. J. Assoreamento, aterros e dragagens. In: BAPTISTA NETO, J. A.; WALLNER, M.; PATCHINEELAM, S. M. (Orgs.). *Poluição Marinha*. Rio de Janeiro: Interciência, 2008, p. 335-349.

PATHENIADES, E. Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division Proceedings of the ASCE*, v.91, p.105–139, 1965.

PORTO DE VITÓRIA, 2011. Revitalização Do Cais Comercial Do Porto De Vitória. Disponível em: [http://www.turismo.es.gov.br/\\_midias/pdf/turismonautico\\_codesa-1109-4e9456eb1537a.pdf](http://www.turismo.es.gov.br/_midias/pdf/turismonautico_codesa-1109-4e9456eb1537a.pdf). Acesso em: 1 de Nov. de 2014.

PRANDTL, L. *Über ein neues Formelsystem für die ausgebildete Turbulenz*. Nachrichten von der Akademie der Wissenschaften in Gottingen. *Mathematisch-Physikalische Klasse*, p. 6–19, 1945.

PUGH, D.T. 1987 *Tides, Surges and Mean Sea Level*. John Wiley & Sons. Chichester, U.K. 472 p.

RIBAS, T. M. *Implementação de modelo numérico para estudo hidrodinâmico das baías de Antonina e de Paranaguá –PR*. 2004. f.136, Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2004.

RICHARDSON, J. F.; ZAKI, W. N. Sedimentation and fluidisation: Part I. *Trans. Inst. Chem. Eng.*, v. 32, p. 35–53, 1954

RIGO, D. *Análise do escoamento em regiões estuarinas com manguezais – medições e modelagem na Baía de Vitória, ES*. 2004. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Engenharia Oceânica, COPPE, Rio de Janeiro, 2004.

RIGO, D., 2001. Levantamento Topo-Batimétrico dos Manguezais e Canais da Baía de Vitória – Relatório Final, FACITEC – PMV, Vitória, Brasil.

RIGO, D.; CHACALTANA, J. T. A. Computational modelling of mangrove effects on the hydrodynamics of Vitoria Bay, Espirito Santo - Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 3, n. 39, p. 1543–1545, 2006.

SANTOS, A.C.B. dos. *Avaliação do acréscimo de polímeros na disposição de sedimentos dragados*. Dissertação (Mestrado), Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 215p., 2001.

SCHETTINI, C.A.F. *Dinâmica de Sedimentos Finos no Estuário do Rio Itajaí-Açu, SC*. Dissertação (Doutorado), Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 200p., 2001.

SHCHEPETKIN, A.F., MCWILLIAMS, J.C. The Regional Ocean Modeling System: a split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. *Ocean Modelling*, v.9, p.347–404, 2005.

SMITH S. D., BANKE E. G. (1975). Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Q J R Meteorol. Soc.*, v. 101, p.655–673.

SOUZA *et al.*. Uma Análise na Dragagem do Complexo Estuarino-Lagunar Mundaú/Manguaba em Alagoas através de um Modelo Numérico Hidrodinâmico

Bidimensional – Resultados Preliminares. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.9, n.4, p.21–31, 2004.

SOUZA, R. C.; KJERVE, B. (1997). Fundamentos da Maré e sua Predição. Anais do XX Congresso Nacional de Matemática Aplicada e Computacional. Gramado/RS.

STELLING, G. S.; WIERSMA, A. K.; WILLEMSE, J. B. T. M. Practical aspects of accurate tidal computations. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 112, n 9, p. 802-817, 1986.

STELLING, G.S. and J.J. LENDERTSE, 1992. Approximation of Convective Processes by Cyclic AOI methods. In: ASCE International Conference on Estuarine and Coastal Modelling, 2, 1992. Florida. *Anais...* Tampa: ASCE, p.771-782, 1992.

STELLING, G.S. *On the construction of computational methods for shallow water flow problems*. Tec. Rep. 35, Rijkswaterstaat communications, 1984.

THATCHER, M. L. and D. R. F. HARLEMAN, 1972. A mathematical model for the prediction of unsteady salinity intrusion in estuaries. Report no. 144, MIT School of Engineering Massachusetts Institute of Technologie, Department of Civil Engineering. 63, 213, 214

THOMAS C.; SPEARMAN J.; TUMBULL M. Historical morphological change in the Mersey Estuary. *Continental Shelf Research*, v.22, n.11-13, p.1775-1794, 2002.

TOBÓN, C. A. P. Metodología para la validación de modelos hidrodinámicos utilizando amplia información de campo: aplicación a la bahía Meldorf en la costa del Mar del Norte alemán. Tese (doutorado) , Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 2002.

UITTENBOGAARD, R. E.; VOSSSEN, B. V. *Subgrid-scale model for Quasi-2D turbulence in shallow water*. Shallow flows: Proceedings of the International Symposium, 575-582, 2003.

UITTENBOGAARD, R.E., 2003. Modelling turbulence in vegetated aquatic flows. International Workshop on Riparian Forest Vegetated Channels: Hydraulic, Morphological and Ecological Aspects, Trento, Italy.

UNESCO. Background papers and supporting data on the international equation of state. *Technical Report UNESC*, v.38. p. 206-330.

VALE, C. C. DO. 2006. Caracterização dos manguezais em três diferentes ambientes morfológicos costeiros do estado do Espírito Santo. *VI Simpósio Nacional de Geomorfologia*, 1-11.

VAN MAREN, D. S. *et al.* The impact of channel deepening and dredging on estuarine sediment concentration. *Continental Shelf Research*, v. 95, p. 1–14, 2015.

VAN RIJN, L. C. A unified view of sediment transport by currents and waves, Part 1: Initiation of Motion, Bed Roughness and Bed Load Transport. p. 1–40, 2007. Disponível em: <<http://www.leovanrijn-sediment.com/papers/P2-2007a.pdf>>. Acesso em: 1 de Jan. 2016.

VAN RIJN, L. C. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Amsterdam. *Aqua Publications*, 1993.

VAN VEEN, J.; Van Der SPEK, Ad J. F.; STIVE, M. J. F.; ZITMAN, T. Ebb and Flood Channel Systems in the Netherlands Tidal Waters. *Journal of Coastal Research*, V.21, n.6, p. 1107 – 1120, 2005.

VERBOOM, G. K.; SLOB, A. Weakly-reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. *Adv water Resources*. 7, p. 0309-1708, 1984.

VERONEZ, P.; BASTOS, A. C.; QUARESMA, V. S. Morfologia e distribuição sedimentar em um sistema estuarino tropical: Baía de Vitória, ES. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.27, n.4, p.609-624, 2009.

WALLCRAFT, A. J.; METZGER, E. J. *Software design description for the hybrid coordinate ocean model (hycom) version 2.2*. Relatório Técnico NRL/MR/7320-09-9166, Naval Research Laboratory, Stennis Space Center, MS 39529-5004. Disponível em: <[www.hycom.org/attachments/063\\_metzger1-2009.pdf](http://www.hycom.org/attachments/063_metzger1-2009.pdf)>

WILMOTT, J. C. On the validation of models. *Physical Geography*. v. 2, p.184-194, 1981.

WINTERWERP, J.C. Fine sediment transport by tidal asymmetry in the high- concentrated Ems River: indications for a regime shift in response to channel deepening. *Ocean Dyn*. v.61, p.203–215, 2011.

WINTERWERP, J.C., WANG, Z.B., VAN BRAECKEL, A., VAN HOLLAND, G., KÖSTERS, F. Man-induced regime shifts in small estuaries – I: a comparison of rivers.



Ocean Dyn., v. 63, n.11–12, p. 1293–1306, 2013.

WINTERWERP, J.C., WANG, Z.B. Man-induced regime shifts in small estuaries – I: theory. *Ocean Dyn.*, v.63, n.11–12, p. 1279–1292, 2013.

WINTERWERP, J.C.; CORNELISSE, J.M.; KUIJPER, C. *Erosion of Natural Sediments from The Netherlands*. Report Z161-35/37, Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands, 1991.

WIOREK, W. D. Variação morfológica e sedimentológica de um trecho de planície de maré no Canal da Passagem, Vitória-ES. Monografia (Graduação), Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2013. Disponível em: <<http://www.oceanografia.ufes.br/sites/oceanografia.ufes.br/files/field/anexo/WIKTOR%20DUDA%20WIOREK.pdf>>.

XIE, D. *et al.*. Modeling the tidal channel morphodynamics in a macro-tidal embayment, Hangzhou Bay, China. *Continental Shelf Research*, v.29, p.1757-1767, 2009.

ZHIYAO, S. *et al.* A simple formula for predicting settling velocity of sediment particles. *Water Science and Engineering*, v. 1, n. 1, p. 37–43, 2008.